

**„Rekonstruktion von Klimaschwankungen im Spätglazial mittels
einer Klimakalibration an rezenten Kiefern Ostdeutschlands“**

Dissertation

**zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)**

**vorgelegt dem Rat der Biologisch-Pharmazeutischen Fakultät
der Friedrich-Schiller- Universität Jena**

**von Dipl.-Physiker, Dipl.-Umweltwissenschaftler Ralf Wagner
geboren am 02. Juli 1968 in Bad Salzungen**

1. Gutachter: PD Dr. Gottfried Jetschke, FSU Jena
2. Gutachter: Prof. Dr. Eberhard Schaller, BTU Cottbus
3. Gutachter: Dr. Rolf Siegwolf, PSI Villingen

Datum der Disputation: 30.06.2010

*So ist das Leben –
ein Tag so, ein Tag so.*
Mein Vater, am 05.12.2006

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	1
2	Einführung in die Dendroisotopie und das Spätglazial.....	4
2.1	Geschichtliches und Notationen.....	4
2.2	Kohlenstoffisotopendiskriminierung in Bäumen	6
2.3	Sauerstoffisotopenfraktionierung in Bäumen.....	13
2.4	Die Beziehung der $\delta^{13}\text{C}$ zu den $\delta^{18}\text{O}$	17
2.5	Fluktuationen des Spätglazials – klimatisch und terminologisch	17
3	Material und Methoden.....	21
3.1	Die Fundstelle Reichwalde	21
3.2	Untersuchungsgebiete der rezenten Kiefern	22
3.2.1	Dünenlandschaft in der Lausitz (Sachsen).....	22
3.2.2	Muschelkalkhang bei Jena (Thüringen).....	25
3.2.3	Der geflutete Specker Mühlensee (Mecklenburg)	25
3.3	Cellulosepräparation für die Isotopenuntersuchungen	26
3.4	Klimadaten	29
3.5	Datenbearbeitung	29
3.6	Die Retrofunktion	31
3.6.1	Modellbildung.....	31
3.6.2	Modellvalidierung.....	33
4	Resultate	35
4.1	Die $\delta^{13}\text{C}$ Messwerte und ihre Langzeittrends.....	35
4.2	Die $\delta^{18}\text{O}$ - Messwerte und ihre Langzeittrends	40
4.3	Die Residuen	44
4.4	Klimakalibration	47
4.4.1	Multivariate Korrelation	48
4.4.2	Zeitliche Konstanz	50
4.4.3	Regression der Isotopendaten mit den Klimaelementen.....	52
4.5	Beschreibung der spätglazialen Isotopenchronologien	55
5	Diskussion.....	65
5.1	Einfluss vom Luftschadstoffen auf die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$	65
5.2	Wirkungen von Variationen in den Feuchtebedingungen	67
5.3	Inhomogenitäten der Isotopenwerten innerhalb der Standorte.....	70

5.4	Juvenile Trends	71
5.5	Die Residuenbeziehung	73
5.6	Die Isotopen-Klima-Modelle	74
5.6.1	Die reale Transferfunktion – Strukturanalyse.....	74
5.6.2	Gültigkeit – Anwendungsbereiche des Modells	75
5.6.3	Retrofunktionen	77
5.7	Die Chronologien aus den fossilen Bäumen als Proxydaten	78
5.8	Klimarekonstruktion des Spätglazials.....	79
6	Zusammenfassung	85
7	Summary.....	89
8	Literaturverzeichnis	93
9	Anhang.....	I

1 Einleitung

Die Inszenierung hätte für Europa nicht besser sein können. Mitten im ausfallenden Winter 2007 veröffentlichte in Paris das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) seinen Sachstandsbericht „Climate change 2007: The Physical Science Basis“ (AR4), in dem die derzeitige globale Erwärmung dokumentierte wurde [IPCC 2007]. Danach folgte ein außergewöhnlich warmer April, so als ob er die Richtigkeit der Klimaerwärmung nochmals unterstreichen wollte.

Das Auftreten ungewöhnlicher Witterungsereignisse bedingte immer wieder eine Debatte über die Änderung des Klimas und es wurde in den Medien die Fragen diskutiert: Wie kann man das rezente Geschehen in einen historischen Kontext der langzeitlichen Klimavariabilität einordnen und wohin führt die weitere Entwicklung? In diesem Zusammenhang stellen sich die Fragen: Welchen Einfluss hat der Mensch auf das Klima und wie stark sind die natürlichen Schwankungen? Für die Prognose der zukünftigen Klimaentwicklung werden heute numerische Modelle eingesetzt, die mit wachsender Rechenkapazität immer komplexer wurden. Einige Schlüsselprozesse, welche für abrupte klimatische Veränderungen verantwortlich sein könnten, sind in diesen komplexen Modellen nicht vollständig erfasst. Konsequenterweise benötigt man daher für die Interpretation der Modellergebnisse immer noch die Unterstützung durch einen relevanten Vergleich mit beobachteten Werten, wie auch umgekehrt die Modelle bei der Ursachenanalyse für beobachtete Klimaänderungen helfen [Lohmann 2008]. Da man aber nicht warten kann, bis die nächste abrupte Klimaänderung die Richtigkeit der Modellergebnisse bestätigt, liegt es nahe, sich mit bekannten, vergangenen Klimaschwankungen zu befassen. Zum Beispiel empfiehlt der Statusbericht des IPCC die Klimarekonstruktion der letzten 1000 Jahre. Momentan laufen heftige Debatten über die kälteren und wärmeren Epochen in dieser Zeit, wobei es hauptsächlich darum geht, wie stark die Klimaschwankungen waren. Als Beispiel sei hier auf die Ergebnisse von Mann et al. [1999] verwiesen und die nachfolgenden Diskussionen nach der technischen Kritik von McIntyre & McKittrick [2005].

Eine weitere Zeitperiode in einer geologisch nahen Vergangenheit, von der man weiß, dass sie geprägt war von gravierenden Klimafluktuationen, ist das Spätglazial. Allerdings liegen aus dieser Zeit, etwa 15'000–13'000 Jahre vor heute, wenige exakte und hochaufgelöste Daten vor, in denen die vermutlich innerhalb weniger Jahre abgelaufenen Erwärmungen und Abkühlungen dokumentiert sind. Außerdem sind momentan selbst die Wechsel wieder Gegenstand der Diskussion, worauf im Kapitel 2.5 „Fluktuationen des Spätglazials – klimatisch und terminologisch“ näher eingegangen wird. Das heißt, es werden aussagekräftige Paläoklimadaten benötigt. Nun schreibt man aus der Vielzahl der möglichen Proxydaten den Analysen von stabilen Isotopenverhältnissen ein großes Potenzial für die Rekonstruktion des vergangenen Klimas zu. Repräsentative Proxydaten sind für eine Klimarekonstruktion eine unabdingbare Voraussetzung, aber nur die halbe Wahrheit. Die weitaus größere Herausforderung ist die Übersetzung der Isotopendaten in quantitative Klimawerte.

Der Fund eines spätglazialen Waldes unter einer Torfschicht im Tagebauvorfeld von Reichwalde (Nordöstliches Sachsen) bietet die einmalige Chance diese Zeitperiode klimatisch zu rekonstruieren, denn fossile Bäume sind eines der wichtigen terrestrischen Archive. In ihnen liegt die Klimainformation sehr detailliert und in einer jährlichen Auflösung vor. Zudem können sie mit dendrochronologischen Methoden exakt datiert werden. Zur Klimarekonstruktion etablierte sich, neben den dendroklimatologischen Techniken und den Analysen von Jahrringbreiten, die Interpretation von Dendroisotopen als ein bedeutendes Werkzeug. Es ergibt sich als erstes Ziel dieser Arbeit die Erstellung repräsentativer Isotopenchronologien auf Basis der Jahrringcellulose der fossilen Bäume in einer jährlichen Auflösung. Dabei sollen die Chronologien möglichst eine lange Zeitspanne kontinuierlich überdecken.

Die erhaltenen Proxydaten sollen dann klimatisch interpretiert werden. Da in der Literatur momentan sehr wenige aussagekräftige und für die Besonderheiten der Reichwalder Chronologien angepasste Isotopen-Klima-Modelle existieren, besteht als zweites Ziel ein eigenes abzuleiten, wobei hier neue Ansätze verfolgt werden. Da die Kalibrationsperiode dem letzten Jahrhundert entspricht, müssen nicht-klimatische Effekte, insbesondere die Auswirkungen der menschlichen industriellen Tätigkeit, berücksichtigt werden. Momentan liegen wenige Erkenntnisse über die Beeinflussung der Klimasensitivität von Bäumen durch nicht-klimatische Effekte vor. Deshalb wird in der Kalibration immer wieder die Verbindung zu diesen Effekten hergestellt. Dieser zweite programmatische Schwerpunkt ist inhaltlich der umfangreichere und wesentlich kompliziertere Teil.

Konzeptionell ergibt sich eine Zweiteilung der Arbeit, einmal die Erstellung der mindestens 800-jährigen Chronologien aus den Verhältnissen der stabilen Isotopen von Kohlen- und Sauerstoff in einer jahrgenaugen Auflösung und zum anderen die Untersuchungen an rezenten Kiefern zur Bestimmung der Isotopen-Klima-Modelle mit einer vorhergehenden Analyse von nicht-klimatischen Trends. Dabei wird in der vorliegenden Arbeit folgende Linie verfolgt. Nach einer Einführung in den Stand der Forschung auf dem Gebiet der Dendroisotopie (Kapitel 2.2 und 2.3) werden die bekannten Klima-Isotopen-Beziehungen vorgestellt. Ausgehend von diesen Beziehungen werden die Rahmenbedingungen für ein eigenes Isotopen-Klima-Modell erläutert und das Modell als Retrofunktion entwickelt. Dabei wird leicht deutlich, dass vor der Klimakalibration eine Auftrennung in klimatische Variationen und nicht-klimatischen Trends notwendig ist. Anhand dreier Standorte werden durch Kombination der Isotopenwerte die Trends und die klimatischen Variationen herausgefiltert. Dabei berücksichtigt man im Hintergrund die Grundüberlegung, dass Klimavariationen, insbesondere der Temperatur, großräumig und nicht-klimatische, standörtlich bedingte Veränderungen kleinräumig ablaufen und sich oft nur auf die $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ eines Gebietes auswirken. Anhand der Residuenbeziehung $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ zu $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ wird getestet, ob in dem Signal die klimatische oder die standörtliche Komponente überwiegt. Nach dem Entfernen des nicht-klimatischen Anteils bzw. des gesamten Trends werden aus den verbleibenden Daten im Kapitel 4.4 die Retrofunktionen abgeleitet und für eine Verallgemeinerung auf einem anderen Standort validiert. Bei diesem Verfahren werden erstmals folgerichtig Gütemaße in die Dendroisotopie eingeführt. Als eine Besonderheit der Untersuchungen gilt, dass die ausgewählten Standorte nicht auf Grenz- bzw. Extremstandorte liegen.

Die in den Studien an den rezenten Kiefern beobachteten anthropogenen Effekte werden in den Kapiteln 5.1 und 5.2 diskutiert. Ein Untersuchungsgebiet wurde in der Nähe der Fundstelle der fossilen Kiefern gewählt und somit in einer Region mit einer relativ hohen Luftschadstoffbelastung im letzten Jahrhundert. Bislang wurden die Auswirkungen von Luftschadstoffen auf die Isotopenverhältnisse wenig untersucht. Als Feldversuch könnten die Standorte in Ostdeutschland nahezu optimal sein, da nach dem Zusammenbruch der DDR und der Einführung neuer Umweltstandards sich die Luftqualität abrupt verbesserte.

Die beobachteten Effekte könnten in der Diskussion zu einer ersten physiologischen Erklärung der Wirkmechanismen führen, die bisher in der Literatur fehlt. Ein weiterer Schwerpunkt in der Diskussion der Isotopenwerte von den rezenten Kiefern ist die Auswirkung von Veränderungen der Feuchtebedingungen, da diese einerseits natürlich variieren können, andererseits durch anthropogene Regulierung von Wasserständen beeinflusst wurden.

Parallel dazu werden die spätglazialen Bäume einzeln vermessen. Der Einzelwerterfassung wird der Vorzug gegenüber gepoolten Proben gegeben, um spätere Korrekturen zu ermöglichen, die sich durch nicht-klimatische Effekte ergeben können. Aus den einzelnen, eventuell korrigierten Werten, werden dann die beiden Isotopenchronologien gebildet und nachfolgend ihre Repräsentativität als Klimaproxies abgeschätzt. Für die Diskussion der ermittelten Klimaschwankungen im Spätglazial wird im Kapitel 2.5

kurz eine Einführung in den Stand der Forschung zum spätglazialen Klima gegeben. Im Kapitel 5.8 „Klimarekonstruktion des Spätglazials“ erfolgt nach einer qualitativen Diskussion die Anwendung der Retrofunktionen. Damit sollten die möglichen Schwankungen quantifizierbar sein. Mit den erhaltenen Resultaten und dem Vergleich zu anderen Proxies könnte dann die Klimageschichte der Lausitz im Spätglazial beschrieben werden.

2 Einführung in die Dendroisotopie und das Spätglazial

Dieses Kapitel führt in die spezielle Terminologie und Notation der Dendroisotopie ein und stellt die Entwicklung dieser recht jungen Methodik vor. Die Anwendung von Isotopenanalysen in der Biologie führte zu verschiedenen Modellen, welche die Verschiebungen der Verhältnisse stabiler Isotope in Pflanzen beschreiben. Ausgehend von diesem Stand, werden die geläufigsten und für die Isotopenanalysen an Bäumen bedeutsamsten Modelle vorgestellt. Im Nachgang erfolgt dann eine Betrachtung der heute bekannten Beziehungen zwischen Klima- und Isotopenwerten in der Cellulose von Bäumen. Es wird auf den phänomenologischen Zusammenhang beider Größen eingegangen und es werden die Grundlagen erläutert, auf die sich im weiteren Fortgang der Arbeit das eigene Isotopen-Klima-Modell stützt. Am Ende werden die Besonderheiten des Klimas und der Terminologie des Spätglazials erläutert.

2.1 Geschichtliches und Notationen

Isotope oder Nuklide sind Atome desselben Elementes, die auf Grund der unterschiedlichen Anzahl von Neutronen eine unterschiedliche Nukleonenmasse besitzen. 1912 gelang es erstmals J.J. Thomson, die Neon-Isotope mit den Massen 20 und 22 zu trennen und das Prinzip der Massenspektrometrie technisch anzuwenden. Danach vergingen noch einmal drei Jahrzehnte, bis die Massenspektrometer soweit entwickelt waren, dass sie auch geringe Abweichungen in den isotopischen Zusammensetzungen von Stoffen messen konnten. Dies ermöglichte die Verbesserungen von A. Nier, welche er in den 40ern des letzten Jahrhunderts einführte [Nier 1940]. Mit seinen Neuerungen konnte man unter nahezu gleichen Bedingungen zwei verschiedene Isotope messen und zueinander ins Verhältnis setzen. Messungen von Isotopenverhältnissen wurden damit in den 50er Jahren des 19. Jahrhunderts zur Routine. Im Folgenden wurden mit Begeisterung über die neuen technischen Möglichkeiten allerlei mögliche Substanzen gemessen [Wickman 1952, Craig 1953]. Aus der gewonnenen Datenmenge kristallisierten sich nach und nach systematische Unterschiede heraus. Für diese lieferten u. a. Craig [1954a] und Urey [1947] erste pflanzenphysiologische und klimatologische Interpretationsansätze.

Nach den Entwicklungen von Nier dauerte es nicht mehr lange, bis man auf die Idee kam, die Verhältnisse stabiler Isotope in den einzelnen Jahrringen von Bäumen zu bestimmen [Craig 1954b]. Wilson & Grinsted [1975] diskutierten die Möglichkeit, aus den Isotopenwerten von Jahrringen das Klima der Vergangenheit zu rekonstruieren. Dabei schrieben sie den Sauerstoff- und Wasserstoffisotopenverhältnissen das größte Potential für Klimarekonstruktionen zu. Es fehlte allerdings an einer zweckmäßigen Theorie und so konnte die Idee noch nicht gesichert umgesetzt werden, obwohl es an Versuchen nicht fehlte [Gray & Thompson 1976, Wilson 1978, Grinsted et al. 1979].

Zu diesem Zeitpunkt war die Analyse von Jahrringbreiten weit entwickelt. Die Dendrochronologie als Wissenschaft hatte erkannt, dass die Variationen in den Jahrringbreiten auch vom Klima abhängig sind und sich extreme Ereignisse in allen Bäumen einer Region einprägen. Die grundlegenden Methoden für die Erstellungen von langen Zeitreihen aus Ringbreiten waren etabliert, die Chronologien weit in die Vergangenheit ausgedehnt sowie einfache klimatische Rekonstruktionen vorgestellt [Blasing & Fritts 1976, Fritts 1971, Fritts 1976]. Durch die Verknüpfung beider wissenschaftlicher Gebiete, der Dendrochronologie und der Untersuchung stabiler Isotope zur *Dendroisotopie*, sollte eine bessere Rekonstruktion des vergangenen Klimas ermöglicht werden. Man benötigte für eine klimatische Interpretation der Ergebnisse aus Isotopenmessungen ein brauchbares Modell. Ab 1982 stand durch die Arbeiten von Vogel [1980] und Farquahar et al. [1982] eine geeignete Theorie für die Kohlenstoffisotopenfraktionierung in C3-Pflanzen zur Verfügung. Endlich konnten die empirischen Analysen auf eine fundierte theoretische

Grundlage gestellt werden. Die Zahl der Studien über Zusammenhänge zwischen Klimaschwankungen und stabilen Isotopen in Jahrringen nahm in den 1980er Jahren rapide zu. Die Dendroisotopie rückte immer mehr in den Mittelpunkt des Interesses für die Rekonstruktion von Klima- und Umweltbedingungen. Dazu eigneten sich die in der organischen Materie am häufigsten vorkommenden Elemente Wasserstoff, Kohlenstoff und Sauerstoff besonders gut. Bei diesen Elementen kann man infolge der relativ großen Massendifferenz zwischen den stabilen Isotopen einen deutlich messbaren Isotopeneffekt erwarten.

Isotope sind nicht gleich verteilt. Meistens gibt es ein dominantes Isotop. Z. B. tritt im Element Kohlenstoff das Isotop mit der Massezahl 12 mit einer natürlichen Häufigkeit von etwa 98,89 % auf. Isotopenverhältnisse werden als absolute Verhältnisse der Isotope angegeben, wobei normalerweise das dominante Isotop im Nenner steht. Für Kohlenstoff wird das Verhältnis ^{13}R angegeben als:

$$(1) \quad {}^{13}\text{R} = \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \quad .$$

Durch die geringen Verschiebungen der Verhältnisse bei den natürlichen Fraktionierungsprozessen treten Änderungen erst in der dritten oder vierten Nachkommastelle auf. Da dies sehr lästig und man in erster Linie an Veränderungen der Verhältnisse interessiert ist, werden die Resultate relativ zu einem Standard und im Allgemeinen als Promille angegeben. Die Abweichungen zu dem gewählten Standard werden in der Deltanotation geschrieben, wobei der Standard immer mit erwähnt werden muss. Der Deltawert für ein Probenmaterial mit dem Isotopenverhältnis R_{Probe} wird gegenüber dem Standard $\text{R}_{\text{Standard}}$ durch

$$(2) \quad \delta = \left(\frac{\text{R}_{\text{Probe}}}{\text{R}_{\text{Standard}}} - 1 \right) \cdot 1000$$

berechnet. Um nun die Messwerte unterschiedlicher Labors vergleichen zu können, benötigt man weltweit dieselben Standards. Da die international verwendeten Standards in ihrer Menge begrenzt waren, einigte man sich 1995 auf Referenzmaterialien, welche seitdem von der Internationalen Atomenergiebehörde (IAEA) mit Sitz in Wien in einem technischen Protokoll detailliert beschrieben werden. Diese Standards sind in ihrer Bezeichnung mit einem V für Vienna versehen. Die internationalen Standards, die im Rahmen dieser Arbeit verwendet werden, sind somit das VPDB (Pee Dee Belemnite) für die Kohlenstoffisotopenverhältnisse und das VSMOW (Standard Mean Ocean Water) für die Sauerstoffisotopenverhältnisse. In jedem Labor werden für die massenspektrometrische Isotopenbestimmung neben diesen Standards interne Laborstandards verwendet. Am UFZ in Halle nutzte man eine mikrokristalline Cellulose (MKC).

Bei chemischen Reaktionen oder physikalischen Prozessen kommt es zur Fraktionierung von Isotopen, d. h. zu An- oder Abreicherung eines Isotops. Dieser Vorgang wird durch den Fraktionierungsfaktor α ausgedrückt, der durch das Verhältnis der Isotopenzusammensetzung zweier chemischer Komponenten A und B bestimmt wird:

$$(3) \quad \alpha = \frac{\text{R}_B}{\text{R}_A} \quad .$$

Da dieser Wert wieder sehr unhandlich ist, geht man im Allgemeinen zur Fraktionierung ε über, welcher in Promille definiert wird durch:

$$(4) \quad \varepsilon = (\alpha - 1) \cdot 1000 \quad .$$

Die Fraktionierung ϵ kann auch näherungsweise als Differenz zwischen den Deltawerten der Komponente A und B geschrieben werden. In Anlehnung an die Festlegung der Fraktionierung wird die Diskriminierung Δ als eine Verschiebung der Isotopenverhältnisse zwischen der Quelle und dem Endprodukt definiert, allerdings mit umgekehrten Vorzeichen.

$$(5) \quad \Delta = \left(\frac{R_{\text{product}}}{R_{\text{source}}} - 1 \right) \cdot 1000$$

Im Gegensatz zur Deltanotation ist die Diskriminierung unabhängig von dem Isotopenverhältnis des Standards und nur abhängig von den abgelaufenen Fraktionierungsprozessen. Pflanzen weisen zum Beispiel eine positive Diskriminierung auf. Verwendet man die Deltanotation für die Diskriminierung, wird die Gleichung (5) äquivalent zu:

$$(6) \quad \Delta = \left(\frac{\delta_{\text{source}} - \delta_{\text{product}}}{1 + \frac{\delta_{\text{source}}}{1000}} \right)$$

In der Literatur werden die Begriffe Fraktionierung und Diskriminierung häufig synonym verwendet. In dieser Arbeit beschreibt die Diskriminierung immer eine Verschiebung des Isotopenverhältnisses zwischen dem Quellwert, z. B. dem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Atmosphäre, und dem untersuchten Produkt, hier dem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der Cellulose. Fraktionierung wird zur Beschreibung für die Isotopentrennung in Prozessen, z. B. der Diffusion von CO_2 durch die Stomata, verwendet.

2.2 Kohlenstoffisotopendiskriminierung in Bäumen

Bäume kann man abstrakt als Objekte betrachten, die fest verankert in der Landschaft herumstehen. Diese Objekte nehmen Kohlendioxid aus der Luft und Wasser aus dem Boden auf (dessen Isotopenverhältnisse den Quellwert darstellen) und verbinden beides biochemisch zu Holz, welches sie in Jahrringe aufeinander-schichten (Endprodukt). Auf dem Weg zum Holz durchlaufen die Ausgangsprodukte verschiedene Prozesse, die mit einer Isotopenfraktionierung verbunden sind. Die wichtigste Fraktionierung läuft während der photosynthetischen Fixierung des Kohlenstoffes in den Blättern, sozusagen am Rand des Objektes, ab, während innerhalb nur bei Stoffwechselverzweigungen Isotopeneffekte entstehen.

Der **erste Schritt** der Fraktionierung der Kohlenstoffisotope erfolgt während der Diffusion des atmosphärischen CO_2 in das Blattinnere (Abb. 2-1). Ein Konzentrationsgradient treibt die Diffusion von der Umgebungsluft in den interzellularen Raum an. Die CO_2 -Konzentration im Inneren wird immer wieder durch die Carboxylase verringert. Dem nachströmenden Kohlendioxid tritt durch die geringe Größe der Blattöffnungen ein Widerstand entgegen. Verringert sich die CO_2 -Konzentration, so vergrößern sich die Stomata, wodurch der Widerstand abnimmt. Dieser Regelmechanismus sorgt für ein ausreichendes Angebot an Kohlendioxid während der photosynthetischen Fixierung des Kohlenstoffes. Allerdings ist dieser Regelmechanismus mit dem Wasserregelkreis gekoppelt. Denn so wie Luft einströmen kann, wird in der umgekehrten Richtung Wasser durch ein Dampfdruckgefälle zwischen Innen und Außen abgegeben. Sinkt das Wasserpotential im Mesophyll, so verengen sich die Stomata, um ein Austrocknen des Blattes zu verhindern. Damit stellt die Regulation der Blattöffnung einen Optimierungsprozess zwischen beiden Regelkreisen dar, mit dem Ziel, ein Maximum an Kohlenstoff, aber ein Minimum an Wasser passieren zu lassen.

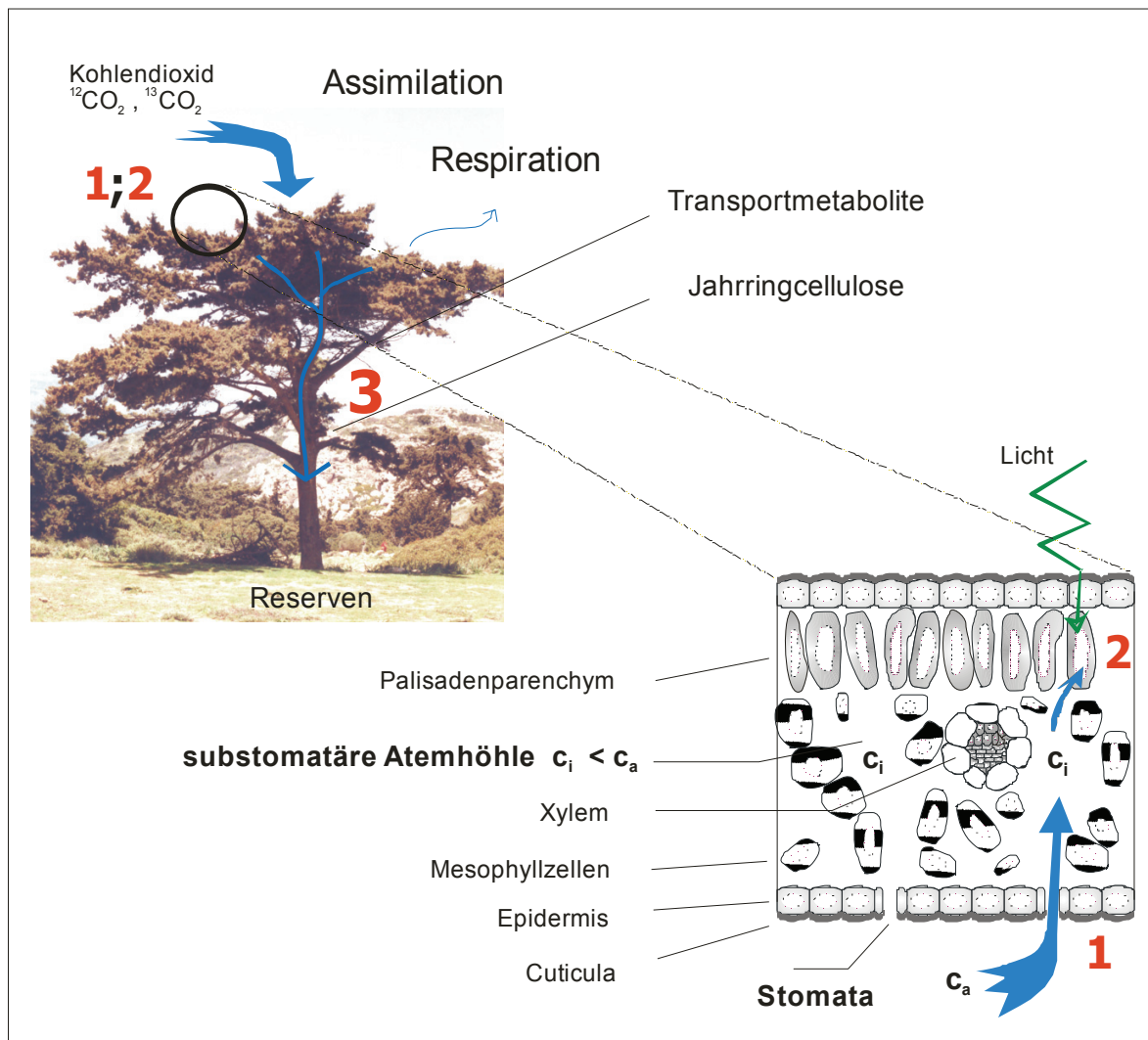


Abbildung 2-1: Die Fraktionierung der Kohlenstoffisotope erfolgt in drei Schritten auf dem Wege aus der Luft zur Jahrringcellulose. Auf der Ebene des Blattes findet eine Fraktionierung während der Diffusion durch die Stomata (1) und in der Photosynthese (2) statt. Der dritte Isotopeneffekt (3) tritt beim Transport der Metaboliten zum Ort der Jahrringbildung auf (Blattquerschnitt aus Taiz & Zeiger [2000], verändert).

Das physikalische Prinzip der Fraktionierung während der Diffusion ist im Allgemeinen recht gut verstanden. Mit dem Fick'schen Gesetz beschreibt man die Diffusion und es gilt sowohl für das schwere als auch das leichte Molekül. Die jeweilige Diffusionskonstante ist proportional zur reduzierten Masse des Moleküls. Aus dem Verhältnis der Diffusionskonstanten berechnet sich dann die Fraktionierung. Für die Diffusion von Kohlendioxid in Luft ergibt sich eine Fraktionierungskonstante a mit dem Wert von 4,4‰. Dieser Wert bestimmt den ersten Isotopieeffekt vom Kohlendioxid zur Jahrringcellulose.

Der **zweite Schritt** der Fraktionierung der Kohlenstoffisotope erfolgt in der photosynthetischen Katalyse der Primärprodukte durch das Enzym Rubisco. Die Prozesse während der Photosynthese sind recht komplexer Natur, mit einer Vielzahl von Zwischenschritten [Taylor & Andersson 1997]. Deshalb wird bei Betrachtungen dieses Isotopeneffektes meistens der Prozess abstrahiert und die einzelnen Fraktionierungsschritte allgemein zu einer biochemischen Fraktionierung am Rubisco zusammengefasst.

Für die Berechnung der Fraktionierungskonstante geht man dann von der Rate der Carboxylase aus [O'Leary 1981]. Diese Rate A lässt sich aus einem komplexen Parameter k und der CO_2 -Konzentration c_i im Blatinneren durch

$$(7) \quad A = k \cdot c_i$$

berechnen. Nach der Ableitung von Farquahar et al. [1982] wird daraus für die Carboxylase die Fraktionierungskonstante b nach

$$(8) \quad b = 1000 \cdot (1 - k/K)$$

bestimmt, wobei der Parameter k für das leichtere und K für das schwerere Isotop gilt. Rein praktisch spielt diese Formel in der Literatur keine Rolle. Meistens wird in Publikationen für die Konstante b als zweitem Isotopieeffekt von einem Zahlenwert zwischen 27‰ und 30‰ ausgegangen. Verschiedene Arbeiten, insbesondere ältere, versuchten den Wert der Isotopenfraktionierung in der Carboxylase experimentell zu bestimmen, indem das Enzym extrahiert und einer Nährlösung ausgesetzt wurde [Wong et al. 1979, Estep et al. 1978, Deleens et al. 1974, Park & Epstein 1960].

Das ermittelte Spektrum war mit Werten zwischen 20‰ und 40‰ relativ breit und nicht immer geeignet, die beobachteten Werte im Gesamtmaterial höherer Pflanzen zu erklären [O'Leary 1981]. Klar wurde aber, dass der Isotopeneffekt innerhalb der primären Fixierung des Kohlenstoffes wesentlich größer ist als der während der Diffusion durch die Stomata. Das Enzym Rubisco selektiert deutlich zwischen $^{12}\text{CO}_2$ und $^{13}\text{CO}_2$. Die enzymatische Umsetzung von $^{12}\text{CO}_2$ erfolgt aufgrund dessen niedrigerer Aktivierungsenergie schneller.

Die primären Photosyntheseprodukte werden aus den Nadeln exportiert und in Form von Saccharose oder anderen Transportmetaboliten zu den Orten des Verbrauchs transportiert. In den Zielorganen findet eine Umwandlung in die verschiedenen chemischen Verbindungen der Zelle statt. Dabei handelt es sich vorwiegend um Zellwandkomponenten und Speicherstoffe. Bei mehrjährigen Pflanzen erfolgt zudem gegen Ende der Vegetationsperiode eine verstärkte Speicherung von Reservestoffen.

Bei all diesen Transport- und Umwandlungsprozessen erfolgt der **dritte Schritt** der Fraktionierung auf dem Wege vom CO_2 der Luft zum Holzbestandteil Cellulose, an dem die hiesigen Untersuchungen durchgeführt wurden. In biologischen Systemen wirken sich Isotopeneffekte nur bei Stoffwechselverzweigungen aus. Dabei unterliegen die Produkte einer Isotopenbilanz, d. h. einer Isotopenanreicherung in der einen Richtung steht eine Abreicherung in der anderen gegenüber. In der Literatur wurden bisher keine Konstanten für die Fraktionierungsprozesse an den Stoffwechselverzweigungen berechnet. Unterschiede zwischen den einzelnen Bestandteilen sind aber bekannt und wurden experimentell bestimmt [van de Water 2002, Loader et al. 2003]. So sind in Pflanzen Lipide und Lignin gegenüber Stärke und Cellulose an ^{13}C angereichert [Helle 1996, Gleixner et al. 1993, Götlicher et al. 2006].

Wie schon genannt, standen ab dem Jahr 1982 die theoretischen Grundlagen für die Interpretation der $\delta^{13}\text{C}$ durch **das Modell der Kohlenstoffisotopendiskriminierung von Farquahar** zur Verfügung, welches er mit seinen Kollegen [Farquahar et al. 1982] für die Fraktionierung von Kohlenstoffisotopen in Pflanzen mit dem C3-Photosyntheseweg publizierte. Diese Veröffentlichung stützte sich auf einige Vorarbeiten, wobei als die wichtigsten die von O'Leary [1981] und Vogel [1980] zu nennen sind. Vergleichbar zu seinen Vorläufern ist es im Aufbau und den Annahmen, dass sich nämlich die Gesamtfractionierung aus zwei Prozessen ergibt, der Diffusion durch die Stomata und die Carboxylase am Rubisco. Im Gegensatz zu den Vorarbeiten besticht die von Farquahar et al. veröffentlichte Gleichung durch ihre einfache Struktur und leichte Handhabbarkeit. Seither und erst recht mit der ausführlicher

diskutierten Variante, veröffentlicht im Jahre 1989 [Farquahar et al. 1989], wird bei der Interpretation von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von C3-Pflanzen dieses Modell verwendet. Dabei wird aber in manchen Fällen zu wenig kritisch damit umgegangen. Zu beachten ist nämlich, dass die einfache Gleichung nur für das Primärprodukt gilt. Die Fraktionierung zu den sekundären Produkten als dritter Schritt wird nicht erfasst. Deshalb wird in dieser Arbeit die Gleichung um den allgemeinen Term φ erweitert [Heaton 1999, Wagner & Wagner 2006]. Die Summation von φ verweist auf die Additivität der Fraktionierungsprozesse und vereinigt die verschiedenen sekundären Isotopeneffekte. Die Gleichung für das Kohlenstoffisotopenverhältnis in C3-Pflanzen liest sich dann wie folgt:

$$(9) \quad \delta^{13}\text{C}_p = \delta^{13}\text{C}_{atm} - a - (b - a) \cdot \frac{c_i}{c_a} + \varphi$$

Wie schon oben erwähnt, beschreibt hierbei a die Fraktionierung durch die Diffusion (4,4‰), b die durch die Carboxylase (27‰), sowie c_i und c_a die CO_2 -Konzentrationen im Blatt bzw. in der Atmosphäre. Das Isotopenverhältnis $\delta^{13}\text{C}_p$ wird experimentell mittels massenspektrometrischer Messungen bestimmt.

Aus der Gleichung (9) geht hervor, dass das Verhältnis $\delta^{13}\text{C}_p$ abhängig von dem Isotopenverhältnis des Kohlendioxides der Atmosphäre $\delta^{13}\text{C}_{atm}$ zum Zeitpunkt der Kohlenstofffixierung ist. Eine deutliche und stetige Veränderung der $\delta^{13}\text{C}_{atm}$ ergab sich seit dem Beginn der Industrialisierung um 1850. Ab diesem Zeitpunkt wurden in zunehmende Maße fossile Brennstoffe zur Energiegewinnung genutzt. Das dadurch freigesetzte CO_2 ist an ^{13}C abgereichert. Aus der Mischung mit dem atmosphärischen CO_2 stieg einerseits der Partialdruck und andererseits sank $\delta^{13}\text{C}_{atm}$. Alleine im 20. Jahrhundert fiel der Wert um ca. 1,5‰. In einem späteren Abschnitt werden die Auswirkungen des veränderten $\delta^{13}\text{C}_{atm}$ und des erhöhten Partialdruckes auf die Analyse der Kohlenstoffisotopenverhältnisse in Jahrringen ausführlicher diskutiert.

Die sekundäre Fraktionierung φ lässt sich nicht durch ein einheitliches Modell beschreiben, außer für die Respiration, welches weiter unten vorgestellt wird. Unterschiede zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der einzelnen Kompartimenten im Baum wurden, wie schon erwähnt, experimentell bestimmt. Zum Beispiel fand man, dass Cellulose gegenüber dem Isotopenwert des Blattes um ca. 3‰ abgereichert ist [O’Leary 1981]. Um den gleichen Betrag unterscheidet sie sich auch vom Lignin [Loader 2003]. Häufig werden sekundäre Isotopeneffekte als konstant angenommen und bei Diskussionen von $\delta^{13}\text{C}_p$ -Werten vernachlässigt.

Das Modell für die Fraktionierung während der Respiration wurde schon 1982 von Farquahar et al. in seiner Veröffentlichung zur Kohlenstoffisotopendiskriminierung abgeleitet [Farquahar 1982]. Er beschreibt die Fraktionierung während der Photorespiration und der Dunkelatmung mit folgender Gleichung:

$$(10) \quad \varphi_{res} = \frac{e \cdot R_d + f \cdot \Gamma}{c_a}$$

wobei e und f die Fraktionierung während der Dunkel- und Lichtatmung angeben. R_d beschreibt die Rate der Tagesatmung und Γ den CO_2 -Kompensationspunkt in Abwesenheit der Tagesatmung. Eine Fraktionierung während der Respiration erfolgt nicht, falls der Isotopenwert des abgegebenen CO_2 gleich dem des Blattes ist. Allerdings lässt sich dies schwer bis eigentlich unmöglich experimentell nachweisen [O’Leary 1988]. Eine Betrachtung der photorespiratorischen Fraktionierung mit der Konstante f wird dann notwendig, wenn der Verlust durch Atmung einen größeren Betrag im Kohlenstoffbudget der Pflanze einnimmt. Experimentell bestimmte man Werte für f , die interspezifisch zwischen 0,5‰ und 13‰ schwanken [Gillon et al. 1997, Igamberdiev et al. 2004].

In Studien, die den gesamten Kohlenstoffkreislauf mit Hilfe der Methodik der stabilen Isotope untersuchen, ist es notwendig, die Isotopeneffekte durch Respiration zu berücksichtigen. Dabei werden die respiratorischen Prozesse viel weitergefasst als nur auf Blattebene. Man berücksichtigt die Veratmung von organischem Material im gesamten Ökosystem. Ein Resultat aus diesen Studien ist für die Dendroisotopie besonders wichtig, nämlich dass es lokal zu einer Verschiebung des Isotopenwertes des CO_2 der Luft kommen kann [Knohl et al. 2005, Götlicher et al. 2006], welche aus der Vermischung mit dem leichteren ausgeatmeten Kohlendioxid resultiert.

Die Gleichung (9) stellt die Grundlage für die Interpretation der massenspektrometrisch gemessenen Werte $\delta^{13}\text{C}_p$ dar. In diesen Werten steckt noch der Einfluss des Isotopenverhältnisses des CO_2 der Atmosphäre als Quelle für den Kohlenstoff in der Jahrringcellulose. Es wird **eine Korrektur des Einflusses des atmosphärischen CO_2** auf die Messdaten benötigt. Dazu bietet sich die Berechnung der Diskriminierung nach Gleichung (6) an. Allerdings benötigt man dafür die Isotopenverhältnisse des atmosphärischen CO_2 . Diese wurden erst ab 1956 direkt gemessen [Keeling 1958, Keeling et al. 1989]. Daten aus der Zeit davor gewann man aus den Messungen von Archiven. Besonders gut eigneten sich die Eisbohrkerne. Im Eis eingeschlossene Luftblasen ermöglichten die Rekonstruktion der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ und der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre. Die von Friedli [Friedli et al. 1986] vorgenommenen Messungen gestatteten die Rekonstruktion von 1744 bis 1953. Eine Verlängerung der Zeitreihe auf 1000 Jahre vor heute ermöglichten die Messungen am Law Dome Eisbohrkern [Francey et al. 1999]. Jüngere Analysen am Eisbohrkern vom Taylor Dome reichen mit einer geringeren Auflösung bis mindestens 27'000 Jahre vor heute zurück [Smith et al. 1999, Indermühle et al. 1999].

Die rekonstruierten $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ - und CO_2 -Werte weisen in den letzten zwei Jahrhunderten einen fallenden bzw. ansteigenden Trend auf. Diese Hintergrundwerte kann man elegant mit exponentiellen Approximationen ab 1740 beschreiben [Feng 1998]. Die Gleichungen lauten:

$$(11) \quad \delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} = -6,429 - 0,0060 \cdot \text{Exp}[0,021 \cdot (t - 1740)]$$

$$(12) \quad p_{\text{CO}_2} = 277,78 + 1,350 \cdot \text{Exp}[0,01572 \cdot (t - 1740)]$$

wobei für t das Kalenderjahr eingesetzt wird. Die fern der Vegetation gewonnenen Daten aus den Eisbohrkernen repräsentieren das globale Signal der freien Atmosphäre. In Mitteleuropa wird die Zusammensetzung des atmosphärischen CO_2 lokal durch industrielle und saisonale Einflüsse verändert [Longinelli & Selmo 2006]. Für Berechnungen sind daher die verwendeten Datensätze für $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ und p_{CO_2} immer nur eine Näherung. Die Approximationen (11) und (12) von Feng sind handlich und als Schätzung des Hintergrundwertes ausreichend exakt. Deshalb werden für die Berechnung der Diskriminierung und die Berücksichtigung von p_{CO_2} in der vorliegenden Arbeit diese Approximationen verwendet.

In einem natürlichen Wald kann der tatsächliche Wert davon deutlich abweichen. Zum Beispiel wird durch die biologische Umsetzung der organischen Substanz des Bodens der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ in der unteren „Strauchschicht“ an ^{13}C abgereichert. Wäre die Abweichung vom Hintergrund immer konstant, so wäre es nicht weiter problematisch und nach der Korrektur ergäbe sich ein konstanter Offset zwischen der „tatsächlichen“ Diskriminierung und der berechneten. Variationen sind aber zum Beispiel als „canopy effect“ bekannt, d. h. junge Bäume unter einer dichten Krone wachsen aus einer Zone mit leichteren CO_2 hinauf in Bereiche mit „normalen“ $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Werten. Kommen noch lokale anthropogene Quellen, z. B. aus einer nahegelegenen Stadt oder einem Kraftwerk, hinzu und verändert sich deren Emission in den Jahren, so bleibt auch nach der Korrektur ein nicht quantifizierbarer klimaunabhängiger Trend in der Isotopenzeitreihe bestehen.

Auf eine Erhöhung des CO₂-Angebotes antworten die Pflanzen mit einer physiologischen Reaktion. Untersuchungen zeigten, dass Pflanzen auf eine externe CO₂-Erhöhung mit einer Reduktion der Stoma-taapertur und später mit einer Verringerung der Anzahl der Stomata pro Blatt reagieren [Beerling & Woodward 1995, Woodward 2002]. Ein zunehmendes CO₂-Angebot im Inneren des Blattes erlaubt einen selektiveren Carboxylierungsprozess und somit eine höhere Diskriminierung [Treydte 2003, Waterhouse et al. 2004]. Ob diese aus Gewächshausexperimenten gewonnen Erkenntnisse verallgemeinerbar sind, kann man diskutieren, denn andere Arbeiten fanden demgegenüber ein konstantes c_i/c_a Verhältnis [Paoletti et al. 2005, Polley et al. 1993, Caemmerer & Evans 1991]. Nach Gleichung (9) hätte dann eine steigende CO₂-Konzentration keine direkten Auswirkungen auf die Diskriminierung der Kohlenstoffisotope.

Für ein Verständnis der klimatischen Interpretation wird nachfolgend das Modell auf **die Klima- $\delta^{13}\text{C}$ -Beziehung** hin analysiert und bekannte Ergebnisse aus der Literatur vorgestellt. Als Erstes kann man mit der Kenntnis von $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ die Diskriminierung nach Gleichung (6) in Kombination mit (9) und der recht guten Approximation von $1000/(\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}+1000) \approx 1$ berechnen und erhält:

$$(13) \quad \Delta = a + (b - a) \cdot \frac{c_i}{c_a} - \varphi$$

Da a und b Konstanten sind, stellt sich die Frage: In welcher der verbleibenden Variablen ist die Klimainformation enthalten? Der CO₂-Partialdruck der Atmosphäre variiert global, steht aber nicht unter Kontrolle der Pflanze und deren Einfluss kann für die Fraktionierungsprozesse als klimaunabhängig angenommen werden. Inwieweit die sekundäre Fraktionierung klimaabhängig ist, wurde bisher nicht untersucht. Da aber die Stoffwechselwege, die zu Isotopeneffekten führen, sich bei Klimaschwankungen kaum ändern, kann man erst einmal für diese Klimaunabhängigkeit voraussetzen. Verbleiben als Einflussgrößen noch die Respiration als Wirkung in φ und die blattinterne CO₂-Konzentration, von der die Diskriminierung linear abhängt. Die Berechnung der Größe c_i basiert auf dem Fick'schen Diffusionsgesetz und wird, wie oben schon erwähnt, durch die Nettoassimilation A und die stomatäre Leitfähigkeit g beeinflusst. Es gilt die Gleichung

$$(14) \quad c_i = c_a - \frac{A}{g}$$

Kombiniert man Gleichung (13) und (14) zu

$$(15) \quad \Delta = a + (b - a) \cdot \left(1 - \frac{A}{c_a \cdot g}\right) - \varphi$$

so ergibt sich eine direkte Verbindung von Nettoassimilation und stomatärer Leitfähigkeit zur Diskriminierung. Die Größen A und g hängen sowohl von **standörtlichen** als auch von **meteorologischen** Faktoren ab und somit verbirgt sich die Klimaabhängigkeit in der Wirkung von meteorologischen Parametern auf die Photosyntheserate und die Öffnung der Stomata. Standörtliche Parameter, wie Topographie, Nährstoffangebot usw., ändern sich üblicherweise in der Lebensspanne eines Baumes nicht oder nur langsam. Diese Parameter führen in der Regel nur zu einer Abweichung in den langfristigen Mittelwerten und im Vergleich der Isotopenwerte zwischen verschiedenen Standorten.

Die markanten meteorologischen Parameter Temperatur und Niederschlag wirken in unterschiedlicher Weise auf die Photosyntheserate und die Öffnung der Stomata. Die Temperatur beeinflusst alle biochemischen Reaktionen, was die Antwort darauf sehr komplex macht. Trägt man zum Beispiel die Photosyn-

theserate als Funktion der Temperatur auf, zeigt sie eine typische Glockenform [Taiz & Zeiger 2000, Bernacchi et al. 2001] (siehe Abb. 2-2). Bei einer normalen CO_2 -Konzentrationen wird die Photosynthese von der Rubisco-Aktivität begrenzt, wobei die Reaktion auf eine Temperaturänderung zwei entgegengesetzte Prozesse beinhaltet: die Carboxylationsrate nimmt mit der Temperatur zu, die Affinität von Rubisco für CO_2 jedoch ab. Jede Pflanze hat eine optimale Temperatur, bei der sie die höchste Photosyntheserate erreicht, das heißt bei der die verschiedenen Schritte der Photosynthese am ausgewogensten sind. Die optimale Temperatur ist von der Spezies und der Umgebungstemperatur des Standplatzes abhängig.

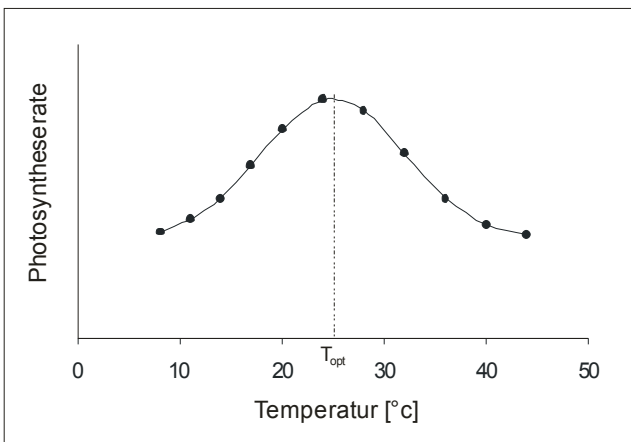


Abbildung 2-2: Die Abhängigkeit der Photosyntheserate von der Temperatur zeigt im idealen Fall bei normalen CO_2 -Konzentrationen eine typische Glockenkurve (nach Taiz & Zeiger [2000], verändert).

Die Regulation des stomatären Widerstandes dient der Einstellung eines Fließgleichgewichtes zwischen Wasseraufnahme und -abgabe. Es ist über Jahrzehnte versucht worden, Korrelationsmodelle zwischen Klimafaktoren und Stomataregulation zu finden. Immer wieder hat man aber festgestellt, dass die Stomata von Bäumen nichtlinear auf klimatische Faktoren reagieren und die entsprechenden Simulationen bestenfalls für die Mikroklima-Bedingungen zufriedenstellend sind. Es zeigte sich, dass neben den baumexternen auch die bauminternen Faktoren zu berücksichtigen sind. Dies macht eine funktionale Beschreibung der Abhängigkeit des stomatären Widerstandes von Klimafaktoren äußerst kompliziert. Man kann sich dann nur auf die abstrahierende Erkenntnis zurückziehen, dass Trockenstress zu einem hohen und ausreichende Wasserversorgung zu einem niedrigen stomatären Widerstand führt.

Der Zusammenhang zwischen Photosynthese und Trockenstress wurde in der letzten Dekade intensiv thematisiert [Griffith & Parry 2002]. Verschiedene Prozesse wurden vorgeschlagen, die die Photosynthese substantiell beeinflussen, aus denen sich die folgenden als die wichtigsten herauskristallisierten [Pieruschka 2005]:

- 1) begrenzte CO_2 -Diffusion durch Schließen der Stomata,
- 2) eine geringere Aktivität des Enzyms Rubisco und
- 3) eine Beeinträchtigung der Rubisco-Regeneration.

Diese komplexen Zusammenhänge führen dazu, dass die Wechselbeziehung zwischen Niederschlagsmenge, wodurch die Bodenfeuchte und damit das Wasserangebot beeinflusst werden, und der Kohlenstoffisotopendiskriminierung empirischer Natur bleibt.

2.3 Sauerstoffisotopenfraktionierung in Bäumen

Bäume nehmen das Bodenwasser über die Wurzeln auf und transportieren es durch den Transpirationssog und der Kohäsionskraft via Xylem in die Blätter. Eine bedeutende Fraktionierung tritt bei diesem Transport nicht auf [Förstel & Hutzen 1983, Lin & Sternberg 1993]. Ein Großteil des im Blatt ankommenden Wassers transpiriert durch die Stomata in die Atmosphäre. Das zurückbleibende Blattwasser wird isotopisch mit ^{18}O angereichert. Dabei ist dieser **erste Schritt** der Sauerstoffisotopenfraktionierung von einer Vielzahl von Faktoren abhängig. So erfolgt eine Anreicherung beim Übergang des Wassers von der flüssigen in die dampfförmige Phase [Majoube 1971] und in der nachfolgenden Diffusion durch die Stomata in die ungesättigte Luft. Angetrieben wird die Diffusion durch ein Dampfdruckgefälle von dem Inneren des Blattes zur ungesättigten Luft und wird beeinflusst von den Strömungsverhältnissen an der Blattoberfläche [Farquahar et al. 1998]. Dadurch wird diese kinetische Fraktionierung zu einem komplexen Prozess und es ist zwischen statischen und turbulenten Verhältnissen zu unterscheiden. Eine Differenzierung ist in Studien an natürlichen Wäldern so gut wie unmöglich und man kann einen mittleren Wert von 26,5‰ für die Fraktionierungskonstante verwenden [Farquahar et al. 1998].

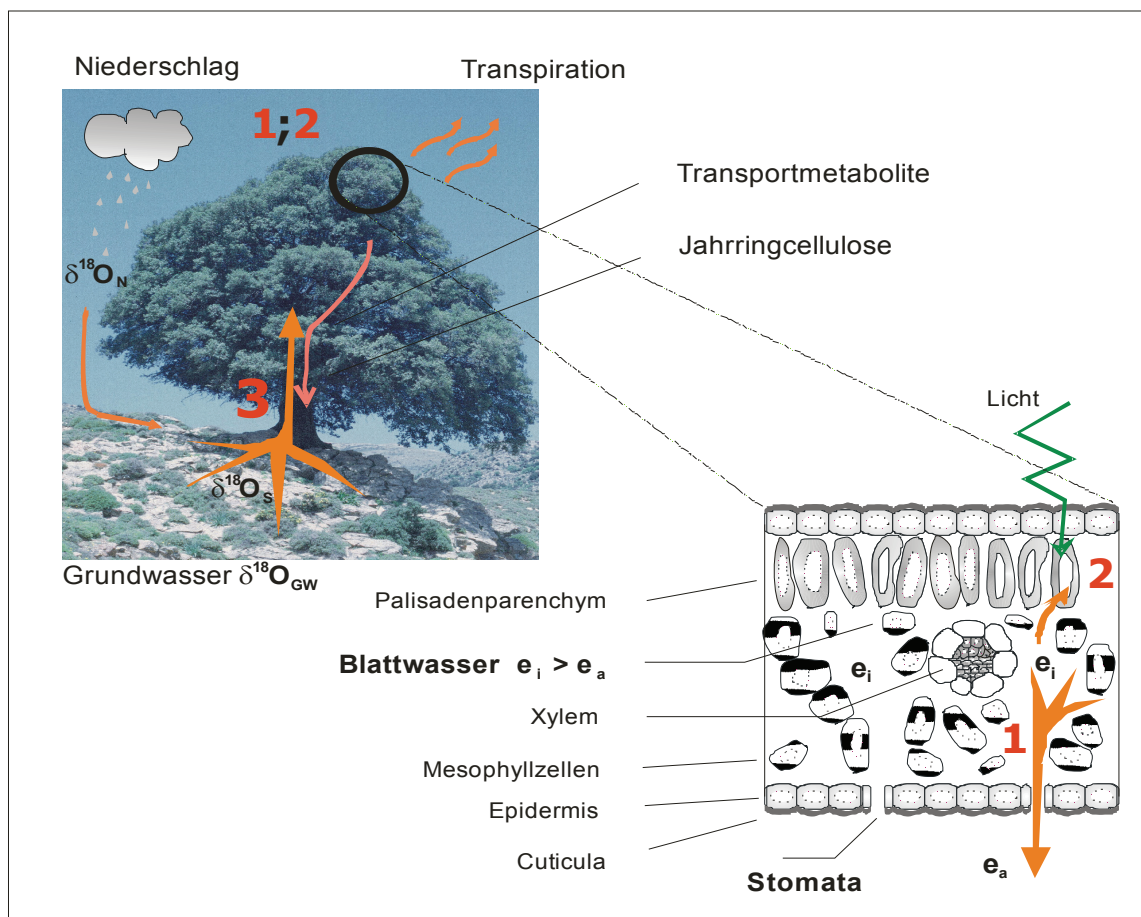


Abbildung 2-3: Die Fraktionierung der Sauerstoffisotope auf dem Weg vom aufgenommenen Bodenwasser mit $\delta^{18}\text{O}_s$ zur Jahringcellulose erfolgt in drei Schritten. Aus der Transpiration (1) resultiert eine Anreicherung des Blattwassers. Während der Photosynthese ereignet sich eine biochemische Fraktionierung (2) zu Gunsten von ^{18}O . Als dritter Isotopeneffekt findet ein Austausch von Sauerstoffisotopen zwischen dem aufsteigenden Bodenwasser und den Transportmetaboliten auf dem Weg zum Ort der Jahringbildung statt (3).

Während der Synthese des organischen Materials kommt es zu einem deutlichen biochemischen Isotopeneffekt, bei dem gegen die schwereren Isotope diskriminiert wird. In diesem **zweiten Schritt** der Fraktionierung zum $\delta^{18}\text{O}$ in der Cellulose wird die in dem Blatt gebildete Saccharose gegenüber dem

umgebenden Blattwasser um ca. $27\% \pm 3\%$ angereichert [De Niro & Epstein 1979, Sternberg 1989]. Der Mechanismus für diese Anreicherung ist die Carbonyl-Wasser-Interaktion während der Biosynthese. Somit repräsentiert der in das Phloem geladene Zucker das Isotopensignal des Blattwassers.

Wenn am Ort des Celluloseaufbaus der Zucker gespalten wird, besteht die Möglichkeit, dass ein Teil der Sauerstoffatome mit denen des aufsteigenden Wassers des Xylems austauschen. Wie schon oben erwähnt, repräsentiert das Isotopenverhältnis des Xylemwassers den Wert des aufgenommenen Bodenwassers. Durch den Austausch wird das in der Saccharose vorhandene Signal der Blattwasseranreicherung gedämpft in die Cellulose gespeichert. Theoretisch können zwei bis sechs Sauerstoffatome austauschen [Roden et al. 2000]. Wie hoch die tatsächlich Austauschrate ist und der damit verbundene **dritte** Isotopeneffekt, wird in der Literatur diskutiert [z. B. Roden et al. 2000, Waterhouse et al. 2002, Barbour et al. 2004].

Das Modell der Sauerstoffisotopenfraktionierung auf dem Weg zur Jahrringcellulose basiert auf einem einfachen Modell für die Anreicherung von ^{18}O in Blattwasser, welches schon relativ lange existiert und von Craig & Gordon [1965] analog zu den Fraktionierungsprozessen beim Verdampfen aus einem offenen Wasserkörper abgeleitet wurde. Dongmann et al. [1974] ergänzte diese Theorie mit der Berücksichtigung der Diffusion durch die Stomata und dem Grenzflächeneffekt an der Blattoberfläche. Die von ihnen entwickelte Gleichung schreibt sich in der Deltanotation unter einigen Vereinfachungen [Farquahar et al. 1989, Saurer et al. 1997] als

$$(16) \quad \delta^{18}\text{O}_e = \delta^{18}\text{O}_s + e_k + e^* + (\delta^{18}\text{O}_v - \delta^{18}\text{O}_s - e_k) \cdot \frac{e_a}{e_i}$$

Die Indizes e, s, v stehen in der Deltanotation für das Blattwasser, das Isotopensignal des aufgenommenen Wassers und das der Atmosphäre. e^* beschreibt eine temperaturabhängige Konstante der Gleichgewichtsfractionierung beim Übergang von der flüssigen in die Dampfphase, für die Majoube [1971] folgende Gleichung angab:

$$(17) \quad e^* = \left(\exp\left(\frac{1137}{T^2} - \frac{0,4156}{T} - 0,0020667\right) - 1 \right) \cdot 1000 \quad [\text{in } \text{‰}; T \text{ in K}].$$

Berechnet man als Beispiel mit dieser Abschätzung die Vegetationsperiode (Mai bis September, $T = 16,3^\circ\text{C} \pm 1,8^\circ\text{C}$, Cottbus von 1901–2004) in der Lausitz, so ergeben sich Werte von $10,12\% \pm 0,17\%$ für e^* . Der Parameter e_k beschreibt die kinetische Fraktionierung während der Diffusion des Wasserdampfes aus dem Blattinnern in die Luft mit dem Isotopenverhältnis $\delta^{18}\text{O}_v$ und dem Wasserdampfdruck e_a . Da die Diffusion von den Strömungsverhältnissen an der Blattoberfläche abhängig ist, kann e_k Werte zwischen 14‰ für turbulente und 28,5‰ für stationäre Verhältnisse annehmen [Buhay et al. 1996], wobei, wie oben schon erwähnt, für natürliche Verhältnisse im Wald der approximierte Wert von 26,5‰ verwendet wird.

Im Inneren des Blattes ist die Luft mit Wasserdampf gesättigt und somit wird es möglich, für das Verhältnis e_a/e_i die relative Luftfeuchte einzusetzen. Eine weitere Vereinfachung der Gleichung (16) erreicht man mit der gut stimmigen Annahme, dass in mitteleuropäischen Sommern sich der Wasserdampf der Luft isotopisch im Gleichgewicht zu dem des Bodenwassers befindet [Förstel & Hützen 1983]. Mit der Approximation $\delta^{18}\text{O}_v - \delta^{18}\text{O}_s = -e^*$ gilt für das Sauerstoffisotopenverhältnis im Blattwasser [Waterhouse et al. 2002]:

$$(18) \quad \delta^{18}\text{O}_e = \delta^{18}\text{O}_s + (e_k + e^*) \cdot (1 - h).$$

Viele Studien beobachteten in ihren Ergebnissen eine Diskrepanz zwischen den gemessenen und modellierten Werten [Allison et al. 1985, Yakir & DeNiro 1990, Wang et al. 1998]. Als Ursache für die Überschätzungen des Modells (Gleichung 18) werden verschiedene Effekte diskutiert, so z. B. der Peclet-Effekt – ein isotopischer Gradient innerhalb des Blattwassers – oder die Vermischungen des angereicherten mit dem nicht angereicherten Stammwasser [Roden et al. 2000, Anderson et al. 2002, Barbour et al. 2004]. Für die Korrektur werden dann verschiedene, mehr oder weniger komplizierte Terme dem Modell hinzugefügt. Eine elegante Lösung des Problems der Diskrepanz schlug Saurer mit der Einführung eines Dämpfungsfaktors f_D vor, indem er alle Effekte plus dem Isotopenaustausch während der Synthese von Cellulose in einem Parameter zusammenfasste. Einschließlich der biochemischen Fraktionierung schreibt sich dann die Isotopenanreicherung in der Cellulose als [Saurer et al. 1997]:

$$(19) \quad \delta^{18}O_{cell} = \delta^{18}O_s + f_D \cdot [(e_k + e^*) \cdot (1 - h) + e_{bc}].$$

Die Abhängigkeit des Dämpfungsfaktors f_D von pflanzenphysiologischen und klimaabhängigen Eigenschaften [Anderson et al. 2002] ist der Nachteil dieser Gleichung. Letztendlich kann eingeschätzt werden, dass die in der Literatur verwendeten Modelle für die Sauerstoffisotopenverhältnisse in der Jahrringcellulose mehr oder weniger gut geeignet sind. Dies liegt zum einen an der Vielzahl der möglichen Isotopieeffekte und der ungenügenden Kenntnis, diese zu beschreiben, zum anderen an deren Nichtlinearität (z. B. Peclet-Effekt). Möchte man alle Effekte berücksichtigen, ergibt sich eine unhandliche und strukturell komplizierte Formel. Die hier angegebene Gleichung (19) ist als die praktikabelste Näherung zu sehen.

Es fällt in der obigen Gleichung (19) auch die direkte Abhängigkeit des Cellulosewertes von dem Quellwert $\delta^{18}O_s$, dem Isotopenwert des aufgenommenen Bodenwassers, auf und man kann sich überlegen, ob analog zu den $\delta^{13}C$ **die Korrektur des $\delta^{18}O$ -Quellterms** notwendig ist. Der Quellwert $\delta^{18}O_s$ bestimmt sich aus dem über die Wurzeln aufgenommenen Bodenwasser. Dieses Bodenwasser kann eine Mischung aus oberflächennahem niederschlagsbeeinflusstem Wasser und tieferem Grundwasser sein. Die $\delta^{18}O$ -Werte des Niederschlags wurden in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung durch das Messnetz der IAEA, ursprünglich zur Überwachung der Kernwaffentests aufgebaut, beobachtet. Dieses Messnetz wurde später zum „Global Network for Isotopes in Precipitation“ (GNIP) erweitert. Aus den gewonnenen Daten entwickelte man Modellvorstellungen über die Isotopenverhältnisse im Niederschlag. Dansgaard [1964] beschrieb den Transport des verdampften Ozeanwassers in höhere Breiten. Auf ihn gehen Begriffe wie Breiteneffekt, Kontinentaleffekt oder Mengeneffekt zurück. Breiten- und Kontinentaleffekt beschreiben eine systematische Verarmung an schweren Isotopen mit zunehmender Entfernung vom Herkunftsort durch ein stetiges Abregnen. Diese räumliche Variation spielt für lokale Studien an Jahrringen keine Rolle, wogegen die durch Temperatur und Niederschlagsmenge (Mengeneffekt) hervorgerufene jahreszeitliche Dynamik bedeutend sein kann. Der Zusammenhang zwischen dem Isotopenwert des Niederschlags und der Temperatur rührt daher, dass sich zwischen fallenden Regentropfen und der umgebenden Luftfeuchtigkeit ein isotopisches Gleichgewicht einstellt, das von der lokalen Meteorologie mitbestimmt wird. Somit beeinflusst die Temperatur zum Zeitpunkt des Regnens dessen Isotopenwert und führt zu Unterschieden zwischen Winter- und Sommerhalbjahr. In den mittleren Breiten schwankt die theoretische Temperaturbeziehung zwischen 0,5 ‰/°C und 0,7 ‰/°C [Rozanski et al. 1992]. Aus Messungen ermittelte man Werte für Zentraleuropa zwischen 0,3 ‰/°C und 0,5 ‰/°C [ebd.]. Am UFZ bestimmte man für Leipzig einen kleineren Wert von 0,24 ‰/°C, der durch die räumliche Nähe auf die Lausitz übertragen werden kann. Im Gegensatz zu diesen klimatisch bedingten jahreszeitlichen Schwankungen im Niederschlag ist der Jahresgang von $\delta^{18}O$ im Grundwasser auf Grund der großen möglichen Pufferkapazität nahezu konstant. In Mitteleuropa liegt der $\delta^{18}O_{GW}$ -Wert in nicht zu alten Grundwässern zwischen -11,5‰ und -7,0‰ [Darling 2004, Förstel & Hützen 1984].

Für den Isotopenwert des von den Bäumen aufgenommenen Wassers bedeutet dies: er ergibt sich als ein Mischwert aus einem Pool mit konstanten und einem mit deutlichen jahreszeitlichen Schwankungen. Bei stark grundwasserbeeinflussten Koniferen sollte der Einfluss der jahreszeitlichen Dynamik gering sein. Das Isotopensignal eines singulären Niederschlagsereignisses erscheint im Xylemwasser vier bis sechs Tage später [White et al. 1985] und verschwindet danach wieder. Der Isotopenwert des Xylemwassers gleicht sich wieder dem des Grundwassers an. Dagegen beobachtete White [ebd.] an Koniferen auf trockenen Standorten während der Wachstumsperiode ein komplettes Durchpausen des Isotopensignals des Regens in das Xylemwasser.

Für die Betrachtung der **Klima- $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Beziehung** ging man davon aus, das, nachdem das Klimasignal in den Isotopenwerten des Niederschlags bekannt war, dieses sich in das Signal der Jahrringe durchpaust und direkt gespeichert wird [Wilson 1978, Saurer 2003]. Saurer konnte zum Beispiel in einer großräumigen Studie den Kontinentaleffekt in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von Bäumen aus dem nördlichen Europa nachweisen [Saurer 2003]. Mit lokalen Studien bestätigte man die übliche Annahme, dass das Isotopenverhältnis im Jahrring mit klimatischen Bedingungen via dem Isotopenwert des Niederschlags [Robertson et al. 2001, Liu et al. 2004] korreliert. Der kritische Punkt hierbei: Wie stark zeigt sich das Isotopensignal des Niederschlags in dem Wasser, welches die Pflanzen aus dem Boden aufnehmen?

Durch Evaporation erfolgt an der Bodenoberfläche eine Anreicherung. Dies führt zu einem isotopischen Gradienten in dem obersten Bereich der Bodenschicht [Yakir 1998, Gazis 2004]. Allerdings ist eine Evaporation, die zu einer deutlichen Anreicherung führt, mit einer geringeren Bodenfeuchtigkeit verbunden und die Pflanzen können dieses Wasser nicht aufnehmen. Gerade im Sommer erreicht dann nur das Isotopensignal aus Starkniederschlägen den Wurzelraum und kann von den Bäumen in die Jahrringe gespeichert werden. Gleichzeitig ist der Anteil an Grundwasser am aufgenommenen Wasser unbekannt. Dieser Pool mit einem nahezu konstanten Isotopenwert dämpft das Klimasignal aus dem Niederschlag.

Mit der Berechnung der Sauerstoffisotopendiskriminierung könnte man das Isotopensignal des Blattwassers abtrennen und das reine Signal der Blattwasseranreicherung erhalten. Allerdings müsste dafür der Quellwert $\delta^{18}\text{O}_s$ bekannt sein, der wiederum ebenfalls die gesuchte Klimainformation enthält. Wählt man zur Probennahme stark grundwasserbeeinflusste Standorte aus, könnte man die Variation von $\delta^{18}\text{O}_s$ minimieren. Andererseits wäre ein Vergleich zu sehr trockenen Standorten in enger räumlicher Nähe interessant, da man dann versuchen könnte, unter der Annahme einer äquivalenten Blattwasseranreicherung das Niederschlagsignal aus der Differenz der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte zu quantifizieren.

Wie gerade erläutert, wird das Hintergrundsignal des Bodenwassers überlagert von der Isotopenanreicherung im Blattwasser. Nach dem Modell von Saurer (siehe Gleichung (19)) hängt diese direkt von einer meteorologischen Größe, der relativen Luftfeuchte, ab. Damit kann man eine negative Korrelation zwischen dem pflanzlichen Material und der relativen Luftfeuchte erwarten. Empirische Studien an Stammcellulose bestätigten den Zusammenhang zwischen der relativen Luftfeuchte und dem Isotopenwert [Edwards & Fritz 1986, Robertson et al. 2001, Shu et al. 2005].

Dieser Zusammenhang wird aber durch die klimatisch bedingten Variationen der kinetischen (e_k) und der Gleichgewichtsfractionierung (e^*) ungenauer. Im Untersuchungsgebiet der Lausitz beträgt die Jahr-zu-Jahrvariation von e_k zwar nur einige Prozent seines Mittelwertes, in Verbindung mit einer möglichen Variation der Gleichgewichtsfractionierung kann aber das Klimasignal verwischen. Zusätzlich wird die klimatische Information der Blattwasseranreicherung infolge der Abhängigkeit des Dämpfungsfaktors von meteorologischen Größen [Anderson et al. 2002] diffuser in der Cellulose gespeichert.

2.4 Die Beziehung der $\delta^{13}\text{C}$ zu den $\delta^{18}\text{O}$

Um Veränderungen in den Standortbedingungen feststellen zu können, wird die Hypothese getestet, ob sich anhand des Verhältnisses der Residuen von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ die Standorte charakterisieren lassen. Dazu folgt man einem Modell, das von Saurer et al. [1997] und Scheidegger et al. [2000] vorgestellt und von Barbour et al. [2002] weiterentwickelt und angewendet wurde. In diesem theoretischen Modell werden unter vereinfachende Annahmen die Variationen von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ durch Veränderungen der stomatären Leitfähigkeit g , des Wasserdampfdrucks und der photosynthetischen Kapazität A_{\max} vorhergesagt. Zum Beispiel verändern sich $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ gleichzeitig in positiver Richtung, wenn g sich vergrößert und alle anderen Parameter konstant sind. Sind dagegen die Standortbedingungen so, dass g nur in einem kleinen Bereich variiert, wird die photosynthetische Kapazität zur bedeutendsten Einflussgröße. Der Zusammenhang zwischen den Isotopenwerten ist dann negativ korreliert. Interpoliert man die $\delta^{13}\text{C}$ zur $\delta^{18}\text{O}$ Beziehung linear, so hängt der Anstieg der Geraden von den Standortbedingungen ab und eine Unterscheidung dieser sollte möglich sein. Barbour et al. [2002] fand zum Beispiel einen steileren Anstieg an trockneren Standorten mit einem größeren VPD (vapour pressure deficit). Sie betrachtete allerdings den Zusammenhang von $\delta^{13}\text{C}$ zu $\delta^{18}\text{O}$ nur innerhalb eines Jahres. In dieser Arbeit wird untersucht, ob sich ein Zusammenhang in den jährlichen Werten der $\delta^{13}\text{C}$ zu den $\delta^{18}\text{O}$ feststellen lässt und ob an Standorten gleichen Klimas, aber unterschiedlicher Bodenwasserverfügbarkeit, ein unterschiedlicher Anstieg bewirkt wird. Für die jährlichen Relationen sind stationäre Standortbedingungen die wichtigste Voraussetzung, die in jedem Jahr eine gleichartige Verknüpfung von $\delta^{13}\text{C}$ zu $\delta^{18}\text{O}$ ermöglicht. Aufgrund der unterschiedlichen langfristigen Trends werden die Betrachtungen an den Residuen vorgenommen.

Sollte ein einziger externer Faktor die kurzzeitigen Variationen beider Isotopenverhältnisse gleichzeitig beeinflussen, so müsste ein strenger Zusammenhang bestehen und man kann überprüfen, ob er in allen Bäumen gleichförmig auftritt. Gleichzeitig kann aus dem Anstieg getestet werden, ob sich der mögliche Zusammenhang in Raum und Zeit konstant verhält.

Gelingt es anhand des Anstieges der $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ zu $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ -Beziehungen die Standorte zu qualifizieren, könnten bei paläoklimatischen Untersuchungen veränderte Standortbedingungen bestimmt werden und die Veränderung aus dem klimatischen Langzeittrend herausgefiltert werden. Gelingt es nicht, bedeutet dies im Umkehrschluss, dass die klimatischen Schwankungen stärker die Variationen in den Isotopenwerten beeinflussen als die Bodenwasserverfügbarkeit. Dann könnte man bei paläoklimatischen Untersuchungen die Variationen mitteln und klimatisch interpretieren.

2.5 Fluktuationen des Spätglazials – klimatisch und terminologisch

Während seiner maximalen Ausdehnung in der letzten Eiszeit, etwa 20'000 Jahre BP (sprich before present, genauer vor 1950) erreichte das Inlandeis den Raum nördlich von Cottbus [Juschus 2001]. Südlich davon erstreckte sich eine vegetationsarme Tundra, durchflossen von einem aus östlicher Richtung kommenden größeren Fluss, der zuerst durch das schon früher angelegte Lausitzer Urstromtal führte und später seinen Lauf in das nördlichere Baruther Urstromtal verlegte [Woithe 2003]. Erste Dünen bildeten sich durch die Aufwehung von Flugsand. Weit und breit war kein Baum, kein Strauch. Nach seiner maximalen Ausdehnung erfolgte ein stetiger Rückzug des Eises. Das Klima in der Lausitz wurde für die Vegetation moderater, Pflanzen wanderten ein und besiedelten die neuen Ökosysteme.

Es erfolgte ein Übergang in eine Phase mit relativ stabilen und warmen Klima. Diese Warmzeit, das Holozän, hält nunmehr seit etwa 11'600 Jahren an. Der Tausende von Jahren dauernde Übergang vom Maximum der letzten Eiszeit in die moderne Warmzeit verlief keineswegs kontinuierlich, sondern war

geprägt von Wechseln zwischen wärmeren und kälteren Epochen. Zum Einem ereigneten sich zwei deutliche kalt zu warm Übergänge, erstmals etwa 14 700 BP zum spätglazialen Interstadial, auch Bölling-Allerød-Komplex genannt und später um 11 500 BP mit dem Beginn des Holozäns [Renssen & Isarin 2001]. Zum anderem teilten kleinere Schwankungen die Perioden in kürzere Abschnitte, die z. B. im Interstadial Ältere Dryas oder Allerød genannt werden.

Die Klimafluktuationen des Spätglazials bestimmte man für Mitteleuropa zunächst anhand von Makrofossilien. An der Lokalität Allerød in Dänemark wies man in unterschiedlichen Strata Makrofossilien nach, die von verschiedenen Vegetationsformen zeugten. Dem Auftreten der Fossilien von *Dryas octopetala* [Hartz 1912, zitiert von De Klerk 2004] wurden kältere Klimabedingungen zugeschrieben (und stratigraphisch als Dryas benannt), wohingegen die wärmere Periode mit Funden von Birkenresten als Allerød bezeichnet wurde [ebd.].

Eine bessere Beschreibung von Vegetations- und den davon abgeleiteten Klimaphasen ermöglichte die Entwicklung der Pollenanalyse. Das Auftreten von Pollen bestimmter Pflanzen oder Pflanzengesellschaften lässt auf klimatische Bedingungen schließen, die für diese Vegetation optimal sind. Abgeleitet von Pollendiagrammen beschrieben Iversen [1954] am Böllingsø in Dänemark und Van der Hammen et al. [1971] in den Niederlanden eine Klimafluktuation vor dem Allerød, welche sie mit Bölling bezeichneten. Menke führte 1968 eine noch frühere Wärmeperiode, das Meiendorf ein [Menke 1968]. Im Folgenden kam es durch die Verwendung dieser eigentlich biostratigraphischen Begriffe in anderen Stratigraphien, z. B. klima- oder geostratigraphisch, die falsche Korrelation von Pollendiagrammen und die Verwendung von verschiedenen Begriffen für gleiche Strata zu einiger Verwirrung in der wissenschaftlichen Gemeinschaft (für eine detaillierte Beschreibung der Irrtümer siehe: de Klerk [2004], Björck et al. [1998], Litt et al. [2001]). Deshalb schlug de Klerk [2004] letztendlich vor, die gesamte Terminologie vollständig zu ersetzen. Mit diesem Vorschlag lehnte er sich an Björck et al. [1998] an, der ein Gliederungssystem auf der Basis der Sauerstoffisotopendaten aus den Eisbohrkernen von Grönland aufstellte. Diese Eventstratigraphie ersetzte die schönen und einprägsamen Namen Bölling, Allerød, Dryas usw. durch technische Begriffe, wie GI-1e. Ob diese Stratigraphie besser geeignet ist, wird in der Literatur diskutiert [z. B. Litt et al. 2003], wobei die vorliegende Arbeit keinen Beitrag dazu leisten soll.

Neben all den terminologischen Diskussionen und sprachlichen wissenschaftlichen Verständnisschwierigkeiten kann man feststellen, dass der Übergang vom Pleniglazial ins Holozän in allen Veröffentlichungen zur Klima- und Vegetationsentwicklung im nördlichen Mitteleuropa ähnlich beschrieben wird. Zwischen dem Ende des Pleniglazials und des Beginns des Holozäns wechselten sich sechs Episoden mit unterschiedlichen Charakteristika ab, die man differenziert, je nachdem aus welchem Blickpunkt man sie betrachtet. Klimatische Interpretationen unterscheiden in drei wärmere und drei kältere Phasen [z. B. Björck et al. 1998, Brauer et al. 2001, Marshall et al. 2002]. Betrachtet man die Vegetationszusammensetzung anhand der Pollendiagramme, so ergeben sich Phasen mit offener Vegetation oder mit Strauch- und Waldvegetation [de Klerk 2004, Hoek 2001].

Möchte man einen genauen Ablauf der spätglazialen Klima- und Vegetationsgeschichte erstellen, so benötigt man exakt datierte Ereignisse und Übergänge. Dazu eignen sich momentan für das nördliche Mitteleuropa, neben den Eisbohrkernen, nur die laminierten Seesedimente der Eifelmaare [Brauer et al. 1999, Litt et al. 2003]. Andere Proxydaten wurden mit diesen Chronologien korreliert. Eine absolute Datierung mit Radiokohlenstoff (AMS) ist für das Spätglazial nicht genau genug, da die Kalibration dieser Zeitperiode selbst noch Gegenstand von Untersuchungen ist [Kromer et al. 2004]. Die möglicherweise idealste jährliche Zeitreihe, die Jahrringchronologien, sind für das Spätglazial schwimmende Chronologien, d. h. sie sind noch nicht an die bestehende ununterbrochene Jahrringchronologie angeschlossen.

Momentan reicht die kontinuierliche Jahrringreihe von der Gegenwart bis ins Jahr 12'460 BP zurück [Friedrich et al. 2004]. Es besteht eine Lücke, die auf ca. 200 Jahre geschätzt wird. Funde in der Schweiz geben Hoffnung, dass diese Lücke geschlossen wird [ebd.].

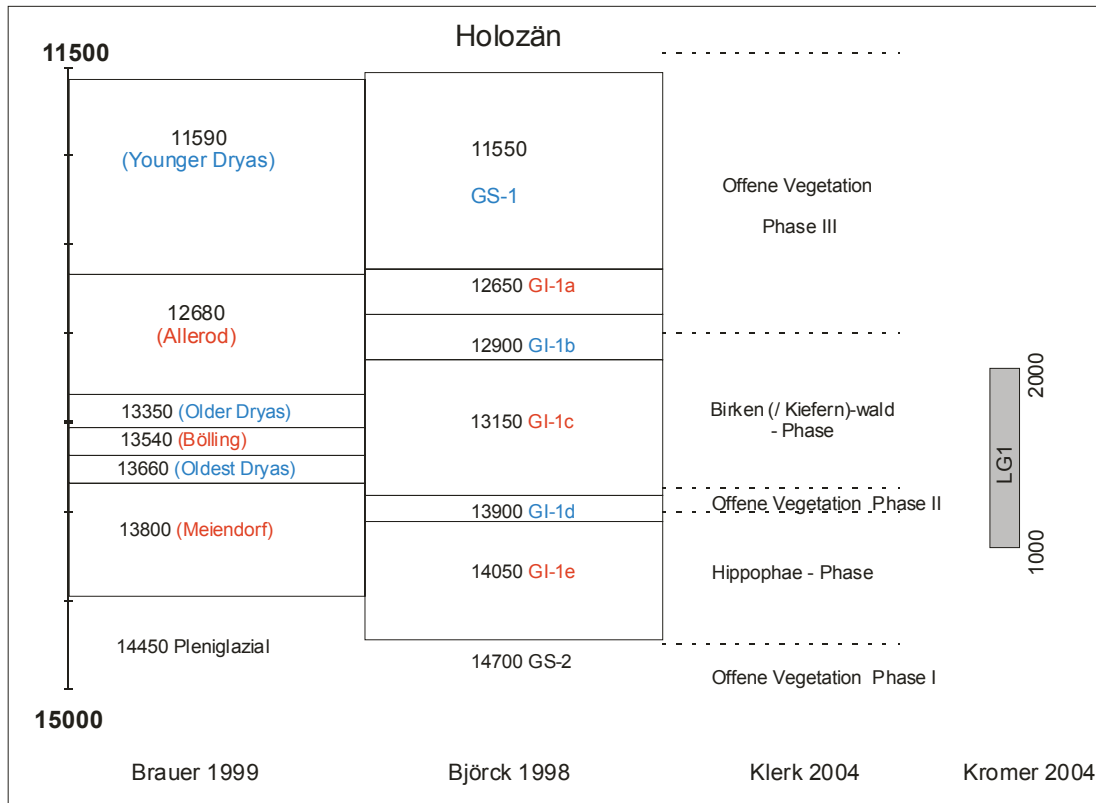


Abbildung 2-4: Der Verlauf des Spätglazials, wie er sich anhand der Varven aus den Eifelmaaren [Brauer et al. 1999] und des GRIP-Eisbohrkernes [Björck et al. 1998] darstellt. Im Vergleich dazu die Vegetationsgeschichte Nordostdeutschlands [de Klerk 2004] und die zeitliche Einordnung der schwimmenden spätglazialen Jahrringchronologie LG1. Die Jahreszahlen dokumentieren das Ende der jeweiligen Periode, wobei rote Bezeichnungen wärmere und blaue kühlere beschreiben.

Mit allen Chronologien, die von heute zurück bis zum Ende des Spätglazials reichen, wird der kalt zu warm Übergang ins Holozän relativ exakt datiert. Es besteht ein Konsens zwischen den Methoden mit Varven, Eisbohrkernen, Jahrringen und der AMS-Datierung, dass dieser Übergang zwischen 11'550 BP und 11'590 BP stattfand. Die vorhergehende Periode wird einheitlich als ein kühler vegetationsarmer Zeitabschnitt charakterisiert, der das wärmere Interstadial beendete. Dessen Dauer bestimmte man aus den Seesedimenten und den Eisbohrkernen annähernd gleich, sie wird mit etwa 1100 Jahren angegeben (Abb. 2-4). Als Bezeichnung hat sich in der Fachwelt der Begriff „Younger Dryas“ eingebürgert.

Uneinigkeit besteht dagegen über den Verlauf des Interstadials. Sein Beginn wird anhand der Varven auf 14'450 BP datiert [Brauer et al. 1999] und damit um 250 Jahre später als aus den Werten der Eisbohrkerne [Björck et al. 1998]. Die Länge der beiden frühen Perioden im Interstadial, die Erwärmung nach dem Pleniglazial und ein erster Kälterückschlag mit deutlich veränderter Vegetation werden zwar nahezu übereinstimmend mit 650 Jahren und 150 Jahren angegeben. Diskrepanz besteht aber beim zeitlichen Ablauf der nachfolgenden wärmeren Periode, die durch eine kühlere und die Vegetation verändernde Episode unterbrochen wird. Diese Unterbrechung, biostratigraphisch meistens ‚Older Dryas‘ genannt, findet man in fast allen palynologischen Analysen von Profilen aus Mitteleuropa [z. B. Mäusbacher et al. 2001, Pokorny 2002, Wennrich 2005, Peyron et al. 2005]. Obwohl die Dauer anhand der Varven der Eifelmaare mit ca. 200 Jahren angegeben wird [Brauer et al. 1999], ist das Signal in den palynologischen

Analysen nicht sehr stark ausgeprägt und erscheint als ein kurzes Ereignis. Unklar bleibt die zeitliche Stellung der ‚Older Dryas‘. Sie wird mit den Varven auf 13`540 BP bis 13`350 BP datiert. Ein vergleichbares Ereignis (GI-1b) dokumentiert Björck et al. aber erst ab 13`150 BP. In den Untersuchungen von de Klerk [2004] taucht eine äquivalente Episode gar nicht auf. Einigkeit besteht wieder über das Ende der wärmeren und für die Vegetation optimaleren Phasen sowie der Existenz des deutlichen Temperaturrückganges zu der schon erwähnten Younger Dryas.

Nach Kromer et al. [2004] wird die Position 1 der spätglazialen Jahrringchronologie LG1 auf das Jahr 15`230 BP datiert. Damit überdeckt die Reichwalder Chronologie einen Zeitabschnitt, für den die anderen Proxies mindestens einen Wechsel in der Stratigraphie erkennen. Findet man diese Veränderung in den Daten aus den Reichwalder Hölzern, so müsste die Dauer der Phase infolge der jährlichen Auflösung exakt bestimmbar sein. Läuft der Übergang nicht so abrupt ab, wie die Abbildung 2-4 suggeriert, so könnte der Ablauf eines Periodenwechsels beschrieben werden.

Einige **Besonderheiten in der Niederlausitz** beeinflussten, neben dem Klima, die dortige Landschaftsentstehung nach dem Weichselglazial. Die aus dem Süden kommende Flüsse Spree und Neiße durchbrachen den Lausitzer Grenzwall kurz nach dem Maximum der letzten Eiszeit. Die flächig fluviale Sedimentation war beendet und es setzte eine erosive Zergliederung der aufgeschütteten Talsandflächen ein [Woithe 2003]. Durch die äolischen Umlagerung der sandigen Sedimente bildeten sich in Phasen mit unvollständiger Vegetationsbedeckung große Dünensysteme heraus. Mit dem Rückzug des Inlandeises löste sich der Dauerfrostboden auf, Toteis schmolz ab und es veränderte sich das Gewässernetz [Juschus 2001]. Kleine Becken bildeten sich heraus, in denen die Entwässerung über lokale Rinnen erfolgte [Van de Kroft et al. 2002]. Zusammen mit den Dünen prägte dieses Beckensystem die nachfolgende Landschaftsentwicklung. Wechselnde Grundwasserstände führten zum Entstehen und Vergehen von Seen. Aus verlandenden Seen entwickelten sich Niedermoore. Geologische Untersuchungen im Bereich der geplanten Tagebauerweiterung dokumentierten für das Spätglazial einen wechselnden Grundwasserstand. Der Nachweis eines Fliessgewässers für die Zeit um 13`300 BP bis 13`200 BP wird mit einem Hochstand in Zusammenhang gebracht [Van de Kroft et al. 2002]. Diese Erkenntnisse bedeuten, dass sich die Charakteristik des Standorts in der Lebenszeit der untersuchten Kiefern verändert haben kann.

Als Nebeneffekt der wechselnden Grundwasserstände bildeten sich dünne Bänder von Sideritabscheidungen in der Tiefenlage der Moore [Ullrich et al. 2000]. Dies wäre an sich nicht von Bedeutung, aber die fossilen Hölzer zeigen eine ungewöhnliche Rotfärbung. Bei der Cellulosepräparation ließen sich einige Verfärbungen nicht mit dem üblichen Verfahren entfernen und die beobachtete Rotfärbung verwies darauf, dass Eisenverbindungen in das Holz der Bäume eingelagert wurden.

3 Material und Methoden

3.1 Die Fundstelle Reichwalde

In Vorbereitung der Erweiterung des Tagebaues Reichwalde untersuchte und dokumentierte das Landesamt für Archäologie Sachsens die Bodendenkmäler des neuen Abbauareals. Bei diesen Arbeiten stieß man 1997 auf einige gut erhaltene Baumstämme, deren Lebenszeit man im Spätglazial vermutete. Das hohe Alter wurde durch Radiocarbonmessungen bestätigt. In der nachfolgenden Grabungskampagne bis 2001 legte man mehrere spätglaziale Waldflächen frei, während der über 1700 Baumbefunde dokumentiert und beprobt wurde [Boeren et al. 2006].

Die Waldflächen konzentrierten sich auf drei Bereiche des Grabungsfeldes. Im Osten und Westen des Großteiches Altliebel gruben die Mitarbeiter des Landesamtes Hölzer aus den organischen Ablagerungen des ehemaligen Niedermoors aus (Abb. 3-1). Die dritte bedeutende Fundstelle befand sich im Neuteich nordöstlich von Altliebel.

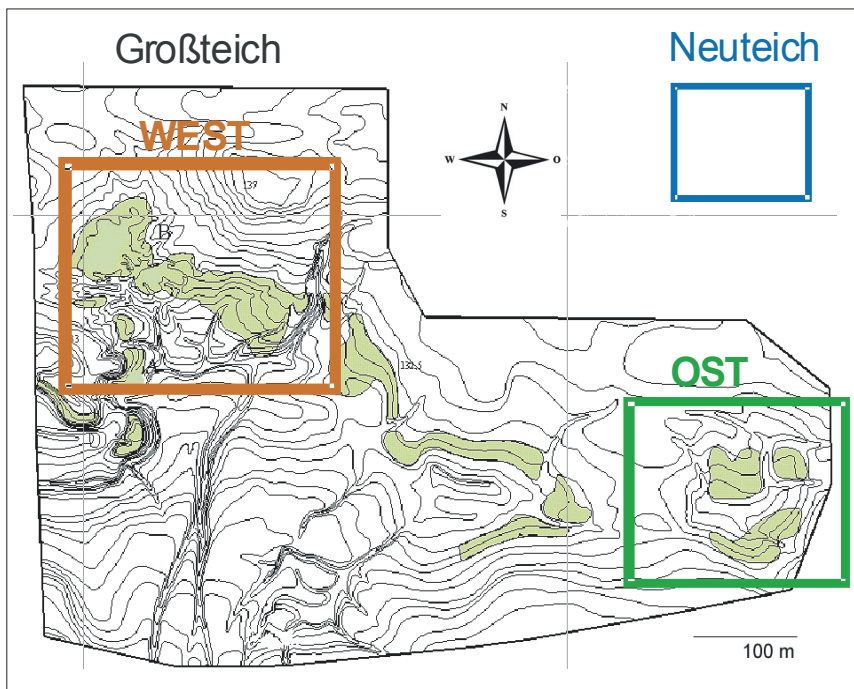


Abbildung 3-1: Reliefkarte vom Großteich Altliebel. Hellgrün unterlegte Flächen zeigen allgemein Holzfunde an, wobei aus den markierten Bereichen Ost und West die für die Isotopenanalysen verwendeten Holzproben stammen. Die Fundstelle Neuteich befindet sich in nordöstlicher Richtung und ist allgemein kleiner als die Ausgrabungsstätte Großteich Altliebel (Abbildung nach Karte LfA Sachsen, verändert von Boeren et al. [2006], verändert).

Die fossilen Hölzer wiesen einen ausgesprochenen guten Erhaltungszustand auf und es konnten den liegenden Baumstämmen noch die im Sand stehenden Wurzelstubben zugeordnet werden (Abb. 3-2). Dies ermöglicht eine ausgezeichnete Beschreibung der Struktur und des Aufbaues des spätglazialen Waldes. Die dendroökologische Auswertung des Materials ist Bestandteil der Dissertation von Ilse Boeren von der Uni Hohenheim. Dort wurden auch die geborgenen Holzproben dendrochronologisch vermessen und datiert. Den ältesten Jahrring der 810-jährigen Reichwalder Isotopenchronologie bestimmte man für das Jahr 1193 der schwimmenden spätglazialen Chronologie (late glacial chronology – LG1). Anhand von ^{14}C -Messungen wurde der Beginn der LG1 vorerst auf das Jahr 15'230 festgelegt [Kromer

et al. 2004]. Somit überdeckt die erstellte Isotopenchronologie den Zeitraum von 14'037 BP bis 13'228 BP.



Abbildung 3-2: Mitarbeiter des Landesamtes für Archäologie Sachsens beim Freilegen und Dokumentieren des spätglazialen Waldes [Foto: Liptak in Vollbrecht 2005].

Die Grundlage für die zeitliche Zuordnung der verwendeten Probenbäume bildeten die Jahrringanalysen. Aus einer Vielzahl der während der Grabungskampagne geborgenen Hölzer wurden von 21 gut erhaltenen Bäumen Stammscheiben abgetrennt und für die Präparation vorbereitet. Die Auswahl erfolgte nach den Kriterien Erhaltungsgrad, Datierbarkeit und typisches Jahrringmuster sowie keine offensichtliche subrezente Durchwurzelung. Die Bäume sollten ein hohes Alter besitzen und sich für die Belegung in der Chronologie überlappen. Gleichzeitig sollte eine jahrgenaue Trennung möglich sein.

3.2 Untersuchungsgebiete der rezenten Kiefern

3.2.1 Dünenlandschaft in der Lausitz (Sachsen)

Dieses Untersuchungsgebiet für Vergleichsstudien an den rezenten Kiefern wurde zusammen mit der Arbeitsgruppe Paleobotanik der Uni Hohenheim ausgewählt, da sie in der Lausitz schon mehrere dendrochronologische Arbeiten durchgeführt hatten [z. B. Hofmann 1997]. Daher sind einige regionale Merkmale der Jahrringbildung der Waldkiefer (*Pinus sylvestris* L.) bekannt und ermöglichen eine leichtere Datierung der Holzproben. In der konkreten Auswahl des Untersuchungsgebietes spielten folgende Kriterien eine Rolle:

- Nähe zur Ausgrabungsstätte der fossilen Kiefern
- möglichst geringe anthropogene Beeinflussung
- auf kurzer Distanz ein Wechsel zwischen feuchten und trockenen Standortbedingungen
- vorhandene Masterchronologie für die Jahrringbreiten
- genügend hohes Alter der Kiefern, d. h. mindestens Überdeckung des Zeitraumes mit instrumentellen Klimawerten.

Aus diesen Überlegungen heraus wählte man in Absprache mit der Bundesforstverwaltung ein Waldstück nördlich von Daubitz (Abb. 3-3). Der Bundesforst Daubitz (51°25' N, 14°50' O) befindet sich am Südrand der Muskauer Heide etwa 8 km östlich von dem ehemaligen Gut Altliel und 25 km nördlich von Görlitz. Er ist Bestandteil des Truppenübungsplatzes Oberlausitz, der nach 1945 eingerichtet wurde. Seit dieser Zeit wurden nur die üblichen Durchforstungsmaßnahmen durchgeführt. Darüber hinaus sollte es

keinen weiteren menschlichen Einfluss auf den Bestand gegeben haben, da es verboten war, das Gebiet zu betreten. Vorher dominierte die herkömmliche privatwirtschaftliche Waldnutzung mit Waldweide, Abziehen von Bodenstreu und Einschlag von Bau-, Brenn- und Stangenholz [Vietinghoff-Riesch 1961]. Die Waldnutzung direkt im Untersuchungsgebiet in der Zeit vor 1945 kann aber nicht ausreichend genau rekonstruiert werden.

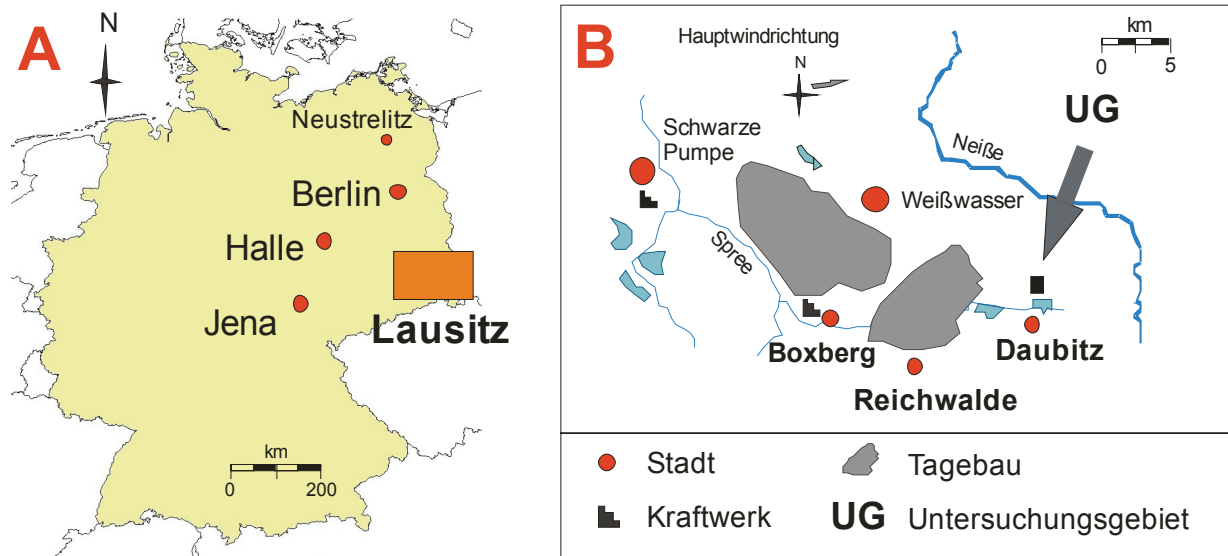


Abbildung 3-3: Die Karte (A) zeigt die Verteilung der Untersuchungsflächen Lausitz, Jena und Mühlensee bei Neustrelitz im östlichen Deutschland. Die Untersuchungsfläche in der Lausitz (B) befindet sich ca. 8 km östlich der Ausgrabungsstätte der fossilen Kiefern am Tagebau von Reichwalde. Die Landschaft der Lausitz wird geprägt von Braunkohletagebauen zur Versorgung der Großkraftwerke.

In dem Gebiet nördlich von Daubitz treten als geologische Besonderheit Binnendünen auf, zwischen denen sich vermoorte Senken befinden. Die Dünenhöhen bestehen aus nährstoffarmen Sanden und können als trockene Standorte eingeschätzt werden. Somit besteht die Möglichkeit, auf einer kurzen Distanz den Wechsel von feucht-anmoorigen zu trocken-sandigen Bedingungen zu studieren (Abb. 3-4). Die heutigen Moore könnten möglicherweise in der Vergangenheit als Fischteiche genutzt worden sein. Verbindungsgräben und verfallene Wehre weisen darauf hin. Belege aus Archiven konnten dafür aber nicht gefunden werden. Zum Zeitpunkt der Probenahme wuchsen einige sehr junge Kiefern auf dem Moor, welches ansonsten waldfrei erscheint.

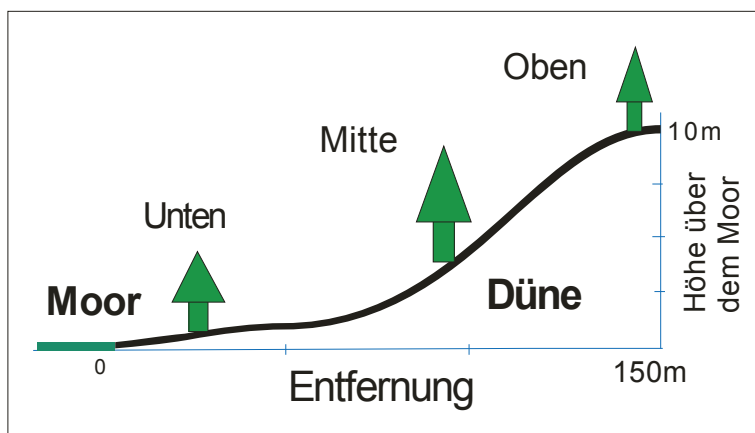


Abbildung 3-4: Die beprobten Kiefern wuchsen entlang zweier Transekte, von feucht-anmoorigen (unten) zu trocken-sandigen (oben) Bedingungen, welche in drei Bereiche unterteilt wurden.

Im Kiefernbestand des Bundesforstes wurden mittels Zuwachsbohrer Bohrkerne von *Pinus sylvestris* entlang zweier Transekte, vom Moor zur Dünenhöhe, entnommen. Der erste Transekt befindet sich etwa 750 m nördlich des Lindenteiches, der zweite weitere 250 m nördlicher. Die Transekte wurden später in

drei Bereiche unterteilt, den unteren, mittleren und oberen (Abb. 3-4). In jedem Bereich wurden jeweils ca. 20 dominante Bäume ausgewählt und pro Baum mindestens zwei Bohrkerne entnommen. Für Isotopenuntersuchungen wurden zusätzlich aus mindestens fünf Kiefern Bohrkerne mit einem Durchmesser von 12 mm gewonnen, wobei später nur diejenigen von dem ersten Transekt und den Bäumen, die direkt auf dem Moor wuchsen, verwendet wurden. Die Probestämme verteilen sich zu jeweils drei auf den unteren und oberen sowie zwei auf den mittleren Standort. Die längste Isotopenzeitreihe wurde für den oberen Standort gemessen. Hier wurden ein 168- und ein 164-jähriger Baum untersucht. Vom mittleren Standort wurde an einem Baum oberhalb des Weges, der den mittleren Bereich durchzieht, 53 Jahrringe getrennt nach Früh- und Spätholz isotopisch vermessen. Der zweite Baum wuchs unterhalb des Weges und es liegen jährliche Werte ab 1936 vor. Vom unteren Standort wurden die $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Kiefern in unterschiedlicher Entfernung vom Moor bestimmt. Die älteste, gleichzeitig am weitesten entfernte Kiefer ist 99 Jahre alt. Die anderen beiden Kiefern haben den innersten Jahrring 1930 bzw. 1937.

Die Region Lausitz wird besonders stark vom extensiven Braunkohlebergbau geprägt. Das Fördergebiet der Niederlausitz befindet sich ungefähr 130 km südlich von Berlin und umfasst den Süden von Brandenburg und den Nordosten von Sachsen. Die Kohleproduktion entwickelte sich in der Mitte des 19. Jahrhunderts und erreichte ihren Höhepunkt am Ende der DDR mit einer Produktion von ungefähr 200 Millionen Tonnen im Jahr (Abb. 3-5). In der Zeit zwischen dem ersten und zweiten Weltkrieg verwendete man die Braunkohle in der regionalen Industrie. Nach der Gründung der DDR im Jahre 1949 wurde die Lausitz das Kohle- und Energiezentrum der DDR. Neue braunkohlebetriebene Großkraftwerke wurden gebaut. So entstanden Kraftwerke in Vetschau und Lübbenau, welche im Jahre 1964 in Betrieb genommen wurden und in Boxberg, das ab 1971 ans Netz ging. Die Braunkohleförderung wurde erweitert und neue Tagebaue eröffnet, z. B. in Nochten im Jahre 1960 oder bei Reichwalde im Jahre 1980.

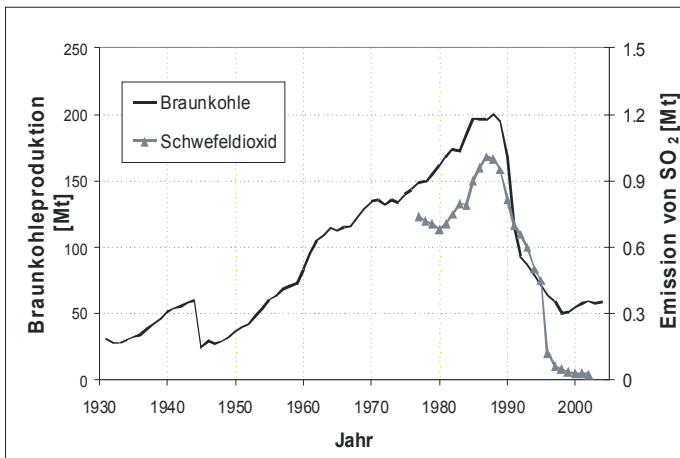


Abbildung 3-5: Die Braunkohleproduktion und die Emission von SO_2 stiegen nach dem II. Weltkrieg bis 1990 kontinuierlich an. Die Emission ist durch den Schwefelgehalt der Flöze und der Verbrennung in den lokalen Kraftwerken an die Produktion von Braunkohle gekoppelt. Das Inkrafttreten des BImSchG im Jahre 1995 führt zum Einbau moderner Filtertechnik und der drastischen Reduzierung der SO_2 -Emission.

Die Großkraftwerke in der Lausitz arbeiteten ohne Filtertechnik und emittierten große Mengen an Luftschadstoffen, wie Schwefeldioxid, Asche und Staub. Von 1975 bis 1989 stieg die gemeldete Schwefeldioxidemission von 730'000 t auf über eine Million Tonnen an [LUA 1995]. Nach dem politischen Zusammenbruch der DDR wurden alte Kraftwerke abgeschaltet und die verbliebenen umfangreich modernisiert. Der Einbau neuer Ausrüstung erhöhte die Effizienz und die Umweltverträglichkeit substantiell. Somit reduzierte sich die Immission in das Untersuchungsgebiet. Im benachbarten Rietschen sank von 1988 bis 1998 der mittlere Wert der Schwefeldioxidimmission von etwa $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ auf unter $8 \mu\text{g}/\text{m}^3$ [LUA 2002].

3.2.2 Muschelkalkhang bei Jena (Thüringen)

Für einen großräumigen Vergleich der Isotopendaten und als eine Referenz wurden Kiefern in der Nähe von Jena beprobt. Diese wuchsen im oberen Teil eines südexponierten Muschelkalkhangs im Pennickental (Abb. 3-6), einem kleinen Seitental zum Saaletal. Es ist ein trockener Standort mit lichter Waldvegetation und xerothermen Trockenrasen auf den waldfreien Flächen. Zu Beginn des letzten Jahrhunderts war die Fläche fast baumlos und bewaldete sich unabhängig vom Menschen durch Sukzessionsprozesse [Wagner 2002]. Die Hangneigung beträgt ca. 30° und die Höhe über NN etwa 300 m. Die nahe Stadt verursachte als einzige Quelle eine anthropogene Luftverschmutzung. Schwefeldioxid wurde bis 1990 durch kleine Industrieheizwerke und den Hausbrand emittiert. Danach reduzierten sich die Emissionen durch Modernisierungen und besonders durch die Umstellung auf andere Brennstoffe, wie Öl und Erdgas. Die mittlere Immission von SO_2 sank von etwa $60 \mu\text{g m}^{-3}$ im Jahre 1992 auf Werte unter $8 \mu\text{g m}^{-3}$ im Jahre 1998.

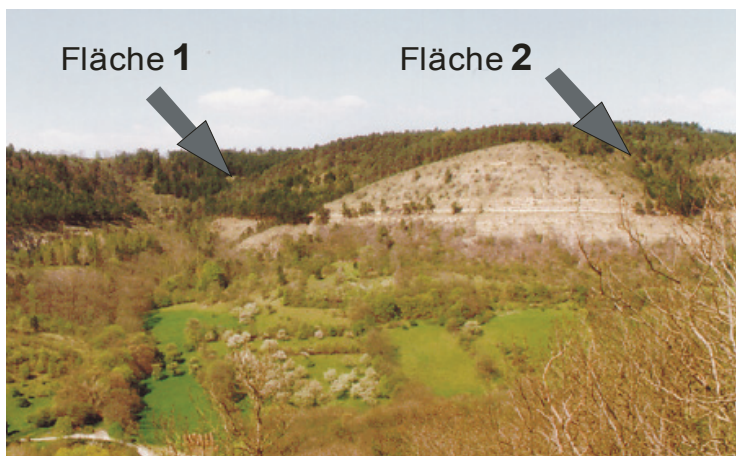


Abbildung 3-6: Die Probeflächen befinden sich im oberen Bereich des Muschelkalkhangs im Pennickental (Jena) in bewaldeten Runsen. Die waldfreien Flächen besiedeln xerotherme Pflanzengesellschaften.

Während der Probenahmekampagne wurde an zwei Flächen Bohrkerne aus insgesamt 45 Kiefern entnommen. Vorwiegend beprobt wurden dominante und offensichtlich ungestörte Bäume zwischen der unteren Waldgrenze und der oberen Hangkante. Aus diesen Proben entstand eine lokale Kiefernchronologie. Für die isotopeanalytische Fragestellung wurden zwei Bäume der Fläche 1 ausgewählt, deren Jahrringreihe der Chronologie am ähnlichsten ist. Eine Kiefer ist 93, die andere 74 Jahre alt.

3.2.3 Der geflutete Specker Mühlensee (Mecklenburg)

Der Specker Mühlensee liegt ca. 20 Kilometer westlich von Neustrelitz im Müritz-Nationalpark. Der See bildete sich im relativ ebenen Sandergebiet in einer Rinne, welche der abtauende Gletscher nach der letzten Eiszeit ausspülte. Zum Zwecke des Mühlenbetriebes wurde um 1700 ein Verbindungsgraben angelegt, der den See und die umliegenden Moore in den tiefer gelegenen Specker See entwässerte. Im Juli 1993 wurde der künstlich angelegte Graben wieder verschüttet und der Wasserspiegel stieg um etwa zwei Meter an (Abb. 3-7).



Abbildung 3-7: Der Mühlensee befindet sich im Nordosten von Deutschland, ca. 10 km westlich der Müritz. Der Wasserspiegel des Mühlensees stieg 1993, nach dem Verschütten eines Abflussgrabens, um ca. 2 m wieder an. Im Wasser stehen abgestorbene Bäume eines Erlenbruchwaldes. Die Probefläche befindet sich am heutigen Ufer.

Für die Jahrringanalysen und der Bildung einer Standortchronologie wurden zwei Flächen in der Nähe des westlichen Ufers beprobt. Eine Fläche mit 18 Bäumen befindet sich auf einer kleinen Anhöhe, etwa vier bis fünf Meter über dem Seespiegel. Direkt am Ufer wurden sieben lebende Kiefern und fünf im See stehende Stubben beprobt. Von den Bäumen der zweiten Fläche wurden Bohrkern für die Isotopenuntersuchungen gezogen. Aus diesem Ensemble wurde als Einzelprobe eine Kiefer die unmittelbar am Ufer stand, ausgewählt sowie vier Kiefern die geringfügig höher (etwa 0,4 m bis 0,7 m) wuchsen und zu einer Mischprobe gepoolt wurden. Die erhaltene Standortchronologie konnte mit der regionalen Kiefernchronologie, die Kathrin Lipfert im Rahmen ihrer Diplomarbeit erstellte [Lipfert 2007], verglichen und die Jahrringe datiert werden. Aus diesem Vergleich geht hervor, dass die Kiefern im heutigen See nach der Bildung des Spätholzes im Jahr 1993 abstarben und somit die Flutung spätestens im darauf folgenden Frühjahr beendet war. Weitergehende Kenntnisse über die Geschichte des Bestandes und möglicher weiterer Eingriffe durch den Menschen liegen nicht vor.

Die Region östlich der Müritz und insbesondere im Nationalpark zeichnet sich durch eine hohe Umweltqualität aus. Aufgrund der niedrigen industriellen Dichte in Norddeutschland kommt der Belastung mit Luftschadstoffen eine geringe Bedeutung zu. Die mittlere Immission von Schwefeldioxid lag am Anfang der 1990er unter $20 \mu\text{g m}^{-3}$ [LFG 2003].

3.3 Cellulosepräparation für die Isotopenuntersuchungen

Die Mitarbeiter der Arbeitsgruppe an der Uni Hohenheim wählten für die Isotopenuntersuchungen gut erhaltene fossile Hölzer aus. Auf einer Stammscheibe markierten sie die datierten Jahrringe und spalteten diese mit einem Skalpell jahresweise ab (Abb. 3-8 A). Zur weiteren Präparation wurden die gekennzeichneten Probenreihen, versehen mit einer Probenbeschreibung, an das UFZ versendet.

Die Kerne rezenter Kiefern wurden entweder an der Uni Hohenheim (Proben aus der Lausitz) oder eigenständig am UFZ datiert (alle anderen Proben). Aus dem Ensemble der Probebäume wurden diejenigen für die weitere Bearbeitung ausgewählt, die die Standortchronologie am besten repräsentierten und keine Störungen (extrem schmale Jahrringe, undeutliche Grenzen) aufwiesen. Die ausgesuchten Bohrkern wurden wiederum mit einem Skalpell in die einzelnen Jahrringe zerlegt (Abb. 3-8 B).

Aus dem Rohmaterial wurde die Cellulose mit einem Verfahren extrahiert, welches an die von Gray & Song [1984] beschriebene Methode anlehnt. Der modifizierte Ablauf der Präparation beinhaltet zwei Schritte. Zuerst werden durch eine Lösungsmittelextraktion die akzessorischen Bestandteile, wie Gerbstoffe oder Harze, aus dem Holz herausgelöst. Dazu wird ein 1:1 Gemisch aus Methanol und Benzol

verwendet, in dem das zerkleinerte Holz mindestens vier Stunden verbleibt. Das Lösungsmittelgemisch in den Reaktionspfeifchen wird nach zwei Stunden erneuert. Anschließend werden die Pfeifchen mit Aceton gespült und damit für zwei Stunden aufgefüllt.

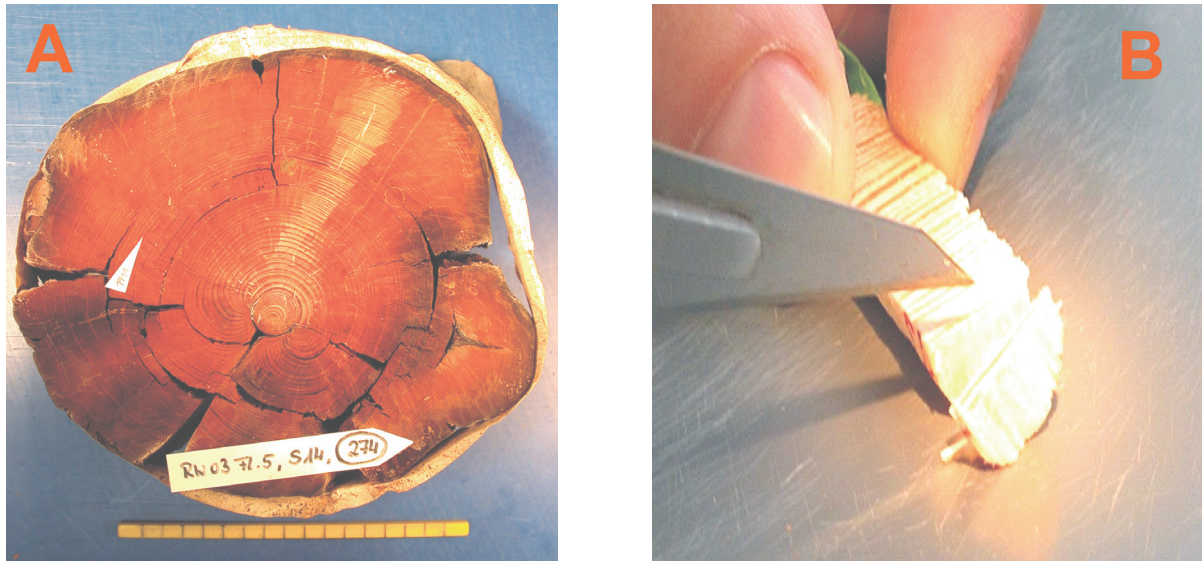


Abbildung 3-8: Eine datierte fossile Stammscheibe ist für Abtrennung der Jahrringe vorbereitet. Deutlich zu erkennen die rötliche Verfärbung des Holzes. Die Bohrkerne der rezenten Kiefern werden mit einem Skalpell entlang der Jahrringgrenzen zerteilt (Photo: A - Anne Trebing; B - Stefan Knetsch).

Bevor der zweite Schritt, eine Bleichung mit Natriumchloritlösung (NaClO_2) beginnt, wird die Lösung mit 96% Essigsäure auf einen pH von 5 eingestellt. Dadurch wird das Natriumchlorit instabil und die oxidative Abspaltung des im Holz enthaltenen Lignins kann beginnen. Nach 36 Stunden und einer mehrfachen Erneuerung der angesäuerten Bleichlauge, verbleibt die reinweiße Cellulose in den Pfeifchen. Diese wird für zweimal zwei Stunden mit einer 5%-igen NaOH-Lösung behandelt. Dadurch werden die Hemicellulosen aus der Cellulose herausgelöst. Gleichzeitig erfolgt in diesem Schritt durch Umrühren eine mechanische Homogenisierung der Proben. Die verbliebenen Stücke zerfasern sehr leicht. Zwischen den einzelnen Schritten und am Ende werden die Proben mit heißem destilliertem Wasser gewaschen. Nach der Trocknung im Trockenschrank bei 60 °C erhält man eine weiße watteartige Cellulose für die Bestimmung der Isotopenverhältnisse.

Von den Celluloseproben werden Teilmengen von etwa 250 µg in Silberkartuschen eingewogen und mit einem Massenspektrometer DELTA-XL plus oder Delta S von ThermoFinnigan, dem eine Pyrolyseeinheit von HEKAtech vorgeschaltet ist, die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte simultan bestimmt [Knoeller et al. 2005]. Die vom Messgerät ausgegebenen Werte wurden mit Hilfe von kalibrierten Standards mathematisch korrigiert. Damit können Abweichungen infolge der Tagesform des Massenspektrometers ausgeglichen und die erzielten Resultate auf Basis der internationalen Standards verglichen werden. Die korrigierten Werte stehen dann für die weitere Auswertung zur Verfügung.

Der Ablauf der Cellulosepräparation gleicht sich für das Material aus rezenten und fossilen Holz. Allerdings verblieb in manchen Jahrringproben der Bäume aus Reichwalde eine bräunliche Verfärbung, die nicht mit den üblichen Lösungsmitteln beseitigt werden konnte. Durch die intensive Rotfärbung der fossilen Hölzer und der Ausbildung von Raseneisenerz in der Lausitz [Ullrich et al. 2000] lag die Vermutung nahe, dass es sich hierbei um Eisenverbindungen handelt. Messungen bestätigten eine erhöhte Eisenkonzentration in den verfärbten Proben [Haupt 2005]. Wurde von diesen verfärbten Proben das Isotopenverhältnis bestimmt, so lagen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte um bis zu 10‰ unter den Werten aus benachbar-

ten Jahrringen oder aus denen von anderen Belegungen (Abb. 3-9). Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werte zeigten dagegen nur Abweichungen im Bereich der Messgenauigkeit. Eine Erweiterung der Methodik zum Entfernen der Eisenverbindungen und den damit zusammenhängenden Auswirkungen auf die Sauerstoffisotopenverhältnisse wurde notwendig. Ein zusätzlicher Behandlungsschritt mit 5%ger Salzsäure wurde nach der NaOH-Behandlung angeschlossen. Dadurch gelang, es eine rein weiße Cellulose gewinnen. Der zusätzliche Schritt beeinflusst nicht die Kohlenstoffisotopenverhältnisse.

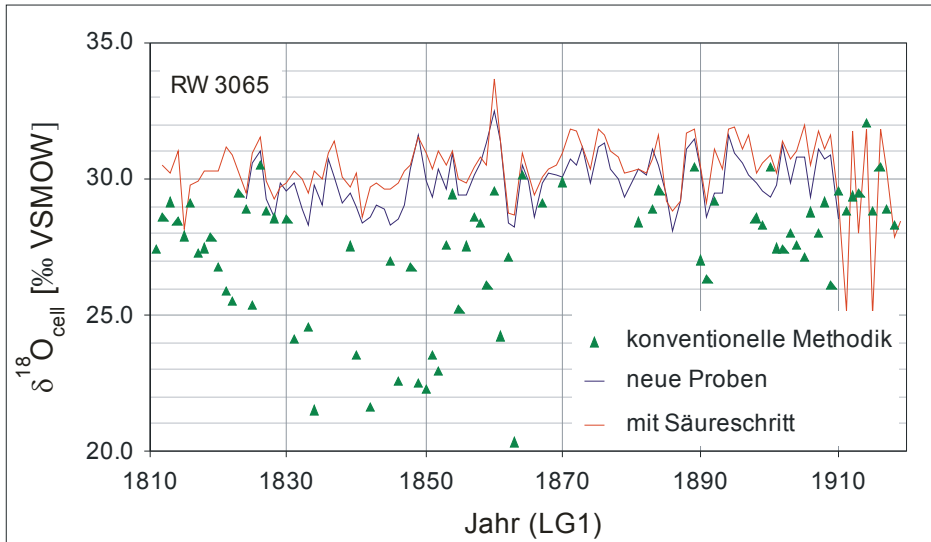


Abbildung 3-9: Mit der konventionellen Methode liegen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte einiger Jahre von der Probe 3065 auf sehr niedrigem Niveau. Mit einem zusätzlichen Säureschritt erhöhen sich die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ und werden mit den Daten einer weiteren Stammscheibe vergleichbar, aus der mit der konventionellen Methode rein weiße Cellulose präpariert werden konnte.

An einer zweiten Stammscheibe der Probe 3065 konnte die verbessernde Wirkung des zusätzlichen Schrittes überprüft werden. Die nachbehandelten Jahrringe zeigen fast identische $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte zu den neuen Proben, behandelt mit der konventionellen Methodik. Warum manchmal nur wenige Ringe bzw. Sequenzen betroffen sind und nicht der komplette Baum oder die äußeren Ringe, konnte im Rahmen der Arbeit nicht geklärt werden. Möglicherweise gibt es hierbei einen Zusammenhang zur Durchwurzelung der Hölzer von Pflanzen oberhalb der Torfschicht. Ebenfalls nicht geklärt wurde, welche Eisenverbindung zu den niedrigen Sauerstoffisotopenwerten führte.

Nachdem die Notwendigkeit eines weiteren Präparationsschrittes erkannt wurde, konnten nachträglich nicht mehr alle Proben mit dem zusätzlichen Schritt behandelt werden. So finden sich in einigen Bäumen (1262, 363, 33, 34, 1075, 3004 vereinzelt) noch Werte mit niedrigem Sauerstoffisotopenverhältnis. Bei der Berechnung der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie sind deshalb die Proben mit bleibenden Verfärbungen nach der Präparation besonders kritisch zu betrachten. Weichen die Werte von bräunlichen Proben stark von den Werten der Zweit- oder Drittbelegung ab, so wurden diese nicht berücksichtigt. Werte unter 22‰ traten nur bei verfärbten Proben auf und sind für den Standort unüblich. Deshalb wurden diese ebenfalls nicht berücksichtigt.

3.4 Klimadaten

Eine Problematik in der Klimakalibration ist die Frage, wie gut die an den Stationen gemessenen Klimawerte die Parameter repräsentieren, welche die Pflanze „erlebt“. Man kann sich trefflich darüber streiten, welchen Unterschied zwischen dem Messwert und dem „realen“ Wert am Baum besteht. Wesentlich bedeutender erscheinen aber die Punkte räumliche Nähe und Sorgfalt der erhobenen Daten. Dazu sind für die Kalibration lange Zeitreihen mit einer hohen zeitlichen Auflösung wichtig. Diese beiden Kriterien erfordern bei der Stationsauswahl Kompromisse.

In dieser Arbeit werden Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) verwendet. Nach 1951 erhöhte der DWD die Dichte seines Messnetzes und somit liegen von den am nächsten zu den Untersuchungsgebieten befindlichen Stationen erst ab diesem Zeitpunkt Messwerte vor. Lange Zeitreihen von den drei Klimaelementen Temperatur, Niederschlag und relativer Feuchte, gemessen in verhältnismäßiger räumlicher Nähe, existieren von den Stationen Cottbus, Jena und Potsdam (Tabelle A-1). Mit den kürzeren Zeitreihen von den näher gelegenen Stationen kann man die Übertragung der Daten von diesen Stationen auf die Untersuchungsgebiete überprüfen. Für die Lausitz erfolgte dies mit den Stationen Hähnichen, Bad Muskau und Rietschen. Aus Mecklenburg lagen noch Klimadaten der Stationen Feldberg (lange Zeitreihe des Niederschlags), Waren, Neuruppin und Neustrelitz vor. Zusätzlich wurden zur Überprüfung der langen Stationszeitreihen Daten von Görlitz, Erfurt und Berlin-Dahlem verwendet.

In den Temperaturwerten korrelieren die in der Umgebung der Untersuchungsgebiete befindlichen Stationen sehr deutlich ($r^2 = 0,96$) und in ihrem Verlauf sind keine wesentlichen Differenzen festzustellen. Somit können die Temperaturwerte der langen Zeitreihen grundsätzlich auf die Standorte übertragen werden. Gleiches gilt für die relative Feuchte, wobei dieser Parameter seltener gemessen wurde. Man stellt zwar zwischen den Stationswerten der relativen Feuchte einen Offset fest, aber dieser ist für die Korrelationsanalysen unerheblich.

Die Niederschlagsmengen an den Wetterstationen variierten aufgrund von regionalen Schauerereignissen stärker. Mit der Doppelsummenanalyse [Hansel & Schäfer 1970, Dyck & Peschke 1995] wurde die räumliche Repräsentanz der langen Zeitreihen von Potsdam bzw. Cottbus für die Untersuchungsgebiete Mühlensee bzw. Lausitz überprüft. Es erfolgte ein Vergleich mit den näher liegenden Niederschlagsstationen Feldberg und Hähnichen. Die Analyse ergab ein Bestimmtheitsmaß von 99%, womit von der Homogenität der Messreihen ausgegangen werden kann. Somit werden die Werte von Potsdam und Cottbus nach einer Niveaueinpassung für die Analysen verwendet. Für das Untersuchungsgebiet Lausitz bedingt sich die Anpassung aus der Lage der Stationen nördlich und südlich des Muskauer Faltenbogens. In Jena existiert seit 1935 eine Aufzeichnung der Niederschlagsmenge. Eine Ergänzung der Werte aus früheren Jahren bis zum Beginn des Baumwachstums im Untersuchungsgebiet wurde nicht vorgenommen.

3.5 Datenbearbeitung

Für die Zerlegung der Zeitreihen in langfristigen Trend und überlagerte kurzfristige Variation wird eine Tiefpass- und Hochpassfilterung mit einem gaussgewichteten gleitenden Mittel durchgeführt. Diese Methode wird von Schönwiese [1992] vorgeschlagen. Für die Berechnung der Wichtungsfaktoren wird eine Gauß-Funktion verwendet. Mit der Abbruchbedingung unterhalb eines Tausendstel des zentralen Wertes und durch die Spannweite für die Mittelung von 41 Jahre ergibt sich eine Standardabweichung von fünf Jahren. Die Problematik des Gleitwertes an den Rändern endlicher Zeitreihen wurde, einem Vorschlag von Riemer folgend, durch eine Spiegelung behoben [Riemer 1994]. Die berechneten Gleit-

werte beschreiben den Trend, die Residuen als Differenz zwischen Mess- und Gleitwert die kurzfristigen Variationen. Die Verwendung der Residuen ist gegenüber indizierten Werten dann von Vorteil, wenn der Wert der Abweichung vom Trend verglichen werden soll. Als 95%-Perzentil der Beträge der Residuen wird die Amplitude der kurzfristigen Schwankungen berechnet.

Die Daten der $\delta^{13}\text{C}$ und der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre zeigen einen Trend, welche mit den Näherungsformeln der Gleichungen (11) und (12) beschrieben werden. Wenn man in der Lausitz in unmittelbarer Nähe eines Hot Spots der CO_2 -Emission Proben für Analysen der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ nimmt, so muss man einige Überlegungen über die Auswirkungen auf den Hintergrundwert vornehmen. Durch die Verbrennung großer Mengen von Braunkohle in den Kraftwerken kann sich die lokale CO_2 -Konzentration erhöhen. Da Braunkohle an ^{13}C abgereichert ($\delta^{13}\text{C}_{\text{lignite}} \approx -28\text{‰}$) ist, wird gleichzeitig das Isotopenverhältnis des natürlichen Wertes verringert. Allerdings wurden vor Ort beide Werte in der Vergangenheit nicht gemessen. Deshalb werden unter vereinfachten Annahmen die Menge an zusätzlichem CO_2 und die damit verbundene Verschiebung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ aus der dokumentierten SO_2 -Emission abgeschätzt. Dafür wird als erstes angenommen, dass die Immission linear von der Emission abhängt. Da der Schwefelgehalt in der Lausitzer Braunkohle annähernd konstant bleibt, wird als zweites vorausgesetzt, dass die zusätzliche Menge an CO_2 linear mit der lokalen SO_2 -Emission korreliert (siehe auch Abb. 3-5), welche wiederum linear mit der Immission in Verbindung steht. Ein Beispiel: es berechnet sich bei einer Verbrennung von 200 Mt Braunkohle im Jahre 1988 und einer Schwefeldioxidimmission von etwa $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ eine Partialdruckerhöhung des atmosphärischen CO_2 um etwa weitere 20 ppm. Dadurch wird das lokale $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ um ca. 1,1‰ gegenüber dem natürlichen Hintergrundwert abgereichert. Diese interpolierten Daten fließen in die Berechnung der Diskriminierung aus den Isotopendaten der rezenten Kiefern des Untersuchungsgebietes Lausitz ab 1930 ein. Für die Jahre davor werden nur die Werte des Hintergrundes (Gleichungen (11) und (12)) verwendet.

Die Korrelationsanalysen und die Regressionen werden mit üblichen PC-Statistikprogrammen (SPSS, Excel, Origin) ausgeführt. Aussagen über die Signifikanz erfolgt in diesen Programmen mittels t-Test. Für die Berechnungen der Klima-Isotopen-Beziehungen erfolgte zusätzlich die Verwendung des Programms DENDROCLIM2002, einem statistischen Hilfsmittel, dass für die Analyse von Klima-Jahrringdaten programmiert wurde [Biondi & Waikul 2004]. Es ermöglicht die Berechnungen von Korrelations- und Responsefunktionen über die gesamten Zeitreihen, bzw. in variablen Zeitfenstern.

Neben den statistischen Genauigkeitsmaßen, die in der Modellvalidierung eingeführt werden, wird weiterhin, im Sinne eines Streuungsmaßes, die Standardabweichung σ berechnet. Dies erfolgt in dieser Arbeit zu zwei Zwecken. Einmal zur Charakterisierung der Homogenität von Standorten, allerdings wäre aufgrund der geringen Probenzahl der Bias besser geeignet. Da aus gleichem Grunde ein Vergleich mit Literaturwerten notwendig ist und dort meistens die Standardabweichung angegeben wird, gleicht sich diese Arbeit in den Aussagen zur Standorthomogenität dem internationalen Gebrauch an. Zum anderen wird σ verwendet, um die Genauigkeit der rekonstruierten jährlichen spätglazialen Klimavariationen abzuschätzen und eine Verbindung zu dem heutigen Klima herzustellen. Die Prüfung der Daten auf Normalverteilung wurde mit einem Verfahren nach DAVID durchgeführt [Sachs 1997]. Dabei wird das Verhältnis der Spannweite R (maximaler - minimaler Wert) zur Standardabweichung mit tabellierten kritischen Schranken verglichen.

3.6 Die Retrofunktion

Schaut man sich in der Literatur um, so findet man eine Vielzahl von Klimakalibrationstudien. Untersucht man diese genauer, so sind es meistens Arbeiten über den Einfluss verschiedener ökologischer Parameter einschließlich des Klimas auf den Isotopenwert, weniger spezielle Klima-Isotopen-Kalibrationstudien. Betrachtet man diese speziellen Arbeiten noch enger, so gelten die Klimakalibrationen häufig nur für besondere Bedingungen, meist nur an speziellen oder extremen Standorten. Allgemeingültige Studien fehlen und dies begründet sich darin, dass die gewählte Vorgehensweise nicht für eine Verallgemeinerung geeignet ist, da z. B. die Validierung anhand von Korrelationsanalysen mit Datensätzen aus dem gleichen Standort vorgenommen wird. Im nachfolgenden soll daher ein eigenständiges Isotopen-Klima-Modell vorgestellt werden, dass verallgemeinert werden kann, bzw. durch dessen Vorgehensweise ein Vergleich mit anderen Resultaten ermöglicht wird. Notwendig wird ein eigenständiges Isotopen-Klima-Modell ebenfalls durch die Anpassung an die Besonderheiten der fossilen Proben aus Reichwalde, z. B. die Verwendung der ganzen Breite des Jahrringes der Baumart Wald-Kiefer (*Pinus sylvestris* L.).

3.6.1 Modellbildung

Um aus einer Reihe von Proxydaten eine Klimazeitreihe zu erhalten, benötigt man eine Kalibration mit Klimadaten (K_d). Diese Kalibration kann nur anhand der Periode mit instrumentellen Klimamesswerten, typischerweise dem 20. Jahrhundert, erfolgen. Den Zusammenhang zwischen Proxydaten und Klima beschreibt man mit einer Funktion.

In der Kalibration betrachtet man den Baum als einen Sensor, der die Klimaparameter eindeutig in Isotopenwerte übersetzt. Man geht davon aus, dass zwischen beiden Größen, den Klimawerten K_d als Eingangssignal und den Kohlen- und Sauerstoffisotopenverhältnissen in der Cellulose als Ausgangssignal, eine ideale oder auch theoretische Beziehung existiert, die durch eine **ideale** Transferfunktion $T_i(K_d)$ beschrieben werden kann. Die einzelnen Zwischenschritte der Fraktionierung interessieren dabei nicht. Diese ideale Transferfunktion kann von einer Vielzahl von Größen abhängen und somit eine mehrdimensionale Funktion sein. In den vorhergehenden Kapiteln wurden die theoretischen Modelle für die Isotopenwerte und dem Einfluss des Klimas auf diese schon angesprochen. Aus den Ausführungen wurde deutlich, dass der Zusammenhang zwischen Klimagrößen und den Isotopenwerten nicht unbedingt linear sein muss. Die nichtlineare ideale Transferfunktion sollte aber in einem eingeschränkten Bereich linear approximierbar sein.

Die **reale** Transferfunktion $T_r(K_d)$ gewinnt man aus einer statistischen Kalibration. Diese beschreibt den Zusammenhang zwischen Umwelteinwirkung (Klima) und Verhalten (Isotopenwert) durch eine geeignete mathematische Beziehung, wobei möglichst ein Bezug zur Systemstruktur (ideale Transferfunktion) gegeben sein soll. Reale Transferfunktionen, die den Zusammenhang von Klima und Kohlen- bzw. Sauerstoffisotopenverhältnisse angeben, waren Gegenstand einiger Untersuchungen (siehe Tabellen A-2 und A-3). Für Klimarekonstruktionen ermittelt man statistisch die funktionale Beziehung zwischen Isotopen- und Klimawert. Somit wird die Signalübertragung rückwärts betrachtet und man erzeugt im Gegensatz zur realen Transferfunktion eher eine „**Retrofunktion**“ $R(\delta)$. Die komplexen Zusammenhänge zwischen beiden Größen werden in der Kalibration für eine Modellbildung stark vereinfacht. Dabei sollte man beachten, dass die Retrofunktion dann eindeutig und für das biologische System ‚Baum‘ sinnvoll ist.

In dieser Arbeit ist es Ziel, eine möglichst unkomplizierte Retrofunktion zu erstellen, mit der die üblichen Klimawerte generiert werden und somit eine einfache zutreffende Klimarekonstruktion ermöglicht wird. Aus diesem Zweck werden folgende Annahmen getätigt:

- i) die Anzahl der Eingangsgrößen wird auf Temperatur, Niederschlagsmenge und relative Luftfeuchte reduziert
- ii) die Zuwachsrate des Jahrringes ist während der Vegetationsperiode konstant
- iii) es wird von linearen Zusammenhängen in der Kalibration ausgegangen
- iv) Stationarität

Jedes Modell unterliegt Unsicherheiten. Die in die statistische Kalibration eingehenden Parameter mussten irgendwann erhoben werden. Damit verbundenen Fehler wirken sich auf die Genauigkeit aus. Zusätzlich entsteht durch die vereinfachte Kalibration eine Differenz zwischen idealen und realen Werten, welche als ein systematischer Fehler betrachtet wird, der möglichst gering sein sollte. Man sollte sich aber bewusst sein, dass der systematische Fehler durchaus beträchtlich sein kann.

Mit der Annahme i) werden die Auswirkungen von geänderten Standortbedingungen auf die Isotopendiskriminierung vernachlässigt. Um den dadurch entstehenden systematischen Fehler zu reduzieren, müssen diese Auswirkungen **vor** der statistischen Kalibration quantifiziert werden. Die Wechselwirkung zwischen Standortveränderungen, Isotopendiskriminierung und Klimakalibration wird ein wesentlicher Bestandteil der Untersuchungen sein.

Für die Erstellung der Isotopenzeitreihen aus den fossilen Hölzern wurde die Cellulose des ganzen Jahrringes verwendet. Die Kalibration erfolgt daher notwendigerweise ebenfalls mit dem ganzen Jahrring. Dessen Isotopenwert repräsentiert einen integrativen Wert über den ganzen Zeitraum der Cellulosebildung. In Mitteleuropa ist dies üblicherweise die Vegetationsperiode, etwa von Mai bis September. Der springende Punkt dabei ist, was solch ein integrativer Wert darstellt, insbesondere bezüglich den klimatischen Bedingungen und der zeitlichen Auflösung [Schleser et al. 1999]. Extreme klimatische Ereignisse können den Zeitraum des Zuwachses beeinflussen. So stoppte zum Beispiel das Dickenwachstum bei *Pinus sylvestris* im extrem trockenen Sommer 2003 in Brandenburg schon Mitte Juli [Insinna et al. 2007]. Spätere Informationen über die meteorologischen Bedingungen werden nicht mehr erfasst. Daher werden eigentlich über die Zuwachsrate die Klimawerte im Jahrring gewichtet gespeichert. In einem Jahr können die Bedingungen des einen Monats, im nächsten die eines anderen zu mehr Zuwachs führen und somit mehr Einfluss auf das Isotopensignal im ganzen Jahrring ausüben. Indirekt setzt diese Überlegung einen sofortigen Transfer der Photosyntheseprodukte an den Ort der Cellulosebildung voraus. Studien mit intraanrueller Auflösung zeigten aber, dass Frühholz auch aus Reservestoffen des vorhergehenden Jahres gebildet und deren Isotopensignal zu Beginn der Jahrringentwicklung mit gespeichert wird. Die Speicherung der meteorologischen Information kann daher auch zeitlich verschoben erfolgen. Diese beiden Prozesse erfordern in der Kalibration eigentlich eine Wichtung mit der Zuwachsrate, die Annahme ii) vernachlässigt diese, da der jährliche Verlauf des Zuwachses unbekannt ist. Es wird festgelegt, dass die meteorologischen Bedingungen eines jeden Jahres und evtl. des vorhergehenden gleichförmig im Jahrring gespeichert werden.

Die wichtigste Kenngröße einer realen Transferfunktion ist die Sensitivität, d. h. welche Änderung in den Isotopenwerten durch eine Veränderung der klimatischen Eingangsgrößen bewirkt wird. Die Sensitivitäten für die $\delta^{13}\text{C}$ bzw. $\delta^{18}\text{O}$ sind definiert durch:

$$(20) \quad S_{CK_d} = \frac{d\delta^{13}\text{C}}{dK_d} \quad \text{und} \quad (21) \quad S_{OK_d} = \frac{d\delta^{18}\text{O}}{dK_d}$$

wobei K_d allgemein die Klimadaten als Eingangsgröße beschreibt. Mit der Annahme iii) wird vorausgesetzt, dass im gesamten Bereich der Eingangsgröße das Isotopensignal auf Veränderungen der Klimapa-

parameter im gleichen Maße reagiert. Betrachtet man als Beispiel den Zusammenhang von Temperatur und Assimilation (Abb. 2-2), so führt im extremen Falle eine Temperaturänderung unterhalb des Optimums zu einer positiven, oberhalb zu einer negativen Sensitivität [Schleser et al. 1999]. In der Realität sind solche Extrema von einem Jahr zum anderen bei Untersuchungen an einem Standort ungewöhnlich. Typischerweise variieren die Eingangsgrößen in einem schmalen Bereich und die Sensitivität unterscheidet sich in den absoluten Werten. So wäre durch die Linearisierung (Annahme iii) der Anstieg um den Wendepunkt der Glockenkurve am größten und in der Nähe des Temperaturoptimums kleiner. Bei einem Vergleich von Transferkoeffizienten verschiedener Standorte zeigen sich dann die Unterschiede. Die Tabellen A-2 und A-3 dokumentieren Werte von Feldversuchen aus der Literatur. Die Spanne der Sensitivität bezüglich Temperaturvariationen reicht von 0,1‰ bis etwa 0,5‰ pro °K für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *Pinus sylvestris*. Die ermittelten Werte anderer Baumarten ordnen sich in diese Spanne ein. Negative Werte wurden nicht beobachtet. Für Klimarekonstruktionen definiert sich die Sensitivität in der umgekehrten Abhängigkeit, d. h. wie die Änderungen in den Klimawerten von den Isotopenverhältnissen abhängen. Verwendet man die oben angegebenen Sensitivitäten einfach reziprok, so kann bei einer Variation von $\delta^{13}\text{C}$ um 0,5‰ einmal eine Schwankung von 5 °K und zum anderen von 1 °K ermittelt werden. In der Realität kann sich eine Differenz von 4 °K in der Vegetation beträchtlich auswirken. Man muss beachten, dass bei einer linearen Regression für das reziproke Verhältnis gilt [Rasch 1984]

$$(22) \quad S_{K_dC} = \frac{r^2}{S_{CK_d}} = \frac{dK_d}{d\delta^{13}\text{C}}$$

mit r als Korrelationskoeffizient. Weiterhin scheint eine simple Übernahme von Transferkoeffizienten aus Studien einer Region auf eine mit völlig anderen Bedingungen, (z. B. von der nördlichen Waldgrenze auf das südliche Mitteleuropa) nicht angebracht. Zu diesem Problem, der Übertragung einer Klimakalibration von einem Standort auf einen anderen, könnte die groß angelegte Studie ISONET in den nächsten Jahren genauere Erkenntnisse liefern.

Für die eigene Arbeit werden deshalb Kalibrationstudien in der gleichen geographischen Region zur Fundstelle durchgeführt, wobei als äquivalente Region das östliche Deutschland verstanden wird. Mit der Annahme iv) wird postuliert, dass sich die statistischen Beziehungen mit der Zeit nicht verändert haben. Das heißt, für die Übersetzung der Proxydaten aus den fossilen Hölzern in Klimawerte wird die gleiche Sensitivität angenommen, die aus den Kiefern von regional nahen Standorten bestimmt wird. Eine Veränderung durch die zeitliche Differenz soll nicht gegeben sein. Zu bemerken sei noch, dass im Sinne der Stationarität auch die Ergebnisse von Standorten mit vergleichbarer Charakteristik (Waldgrenzstandorte) verwendet werden könnten.

3.6.2 Modellvalidierung

Um zu überprüfen, wie gut eine erhaltene Funktion $R(\delta)$ Klimawerte vorhersagt, (im Sinne der Klimarekonstruktion „nachsagt“) sollte diese validiert werden. Die Modellbewertung (oder Evaluierung) dient eigentlich dazu festzustellen, ob in einem neuen Zyklus der Systemanalyse die eingehenden Parameter weiter angepasst werden. Da hier mit der Regressionsanalyse eine abschließende Aussage getroffen wird, soll nur noch festgestellt werden, wie gut diese ist. Der Nachweis wird mit den Methoden und Maßen der Modellvalidierung erbracht. Man kann unterscheiden zwischen subjektiver und statistischer Validierung [Teng 1981]. Die simpelste subjektive Validierung besteht aus einem visuellen Verfahren [Braun 2000]. Man schaut einfach, wie ähnlich sich modellierte und wirkliche Werte verhalten. Dadurch erhält man mit einem geringen Aufwand einen schnellen Überblick über die Modellgüte. Dieses Vorgehen kann man unterstützen, indem man die Ähnlichkeit mit verschiedenen Maßen, wie Gleichläufigkeit oder Bestimm-

heitsmaß, berechnet. In der Dendroklimatologie wird für die praktische Umsetzung dieses Vorgehens der Datensatz geteilt und ein Teil wird für die Regression, der andere für die Überprüfung der Schätzung verwendet [z. B. Diaz et al. 2002]. Für eine optimale Qualität der Schätzung wird dieser Vorgang in der umgekehrten Reihenfolge wiederholt. Bei linearen Transfermodellen funktioniert dieses Vorgehen nur bedingt, da hier nur eine Übertragung der Isotopenwerte auf eine andere Skala mit anderen Einheiten erfolgt. Die Korrelations- und Gleichläufigkeitsanalyse liefern dann das gleiche Ergebnis, wie die Untersuchungen mit den Rohdaten. Die Aussage über die Güte ist dann genauso wie die Regression an sich.

Deshalb werden in dieser Arbeit weitere Fehler- bzw. Gütemaße verwendet, um die Qualität der Kalibration zu erfassen. Ein einfaches skalares Maß ist der Bias oder der gemittelte Fehler, der ausschließlich die Abweichung vom Mittelwert bzw. die Mittelwerte an sich vergleicht. Der Bias wird ebenfalls zur Gütebeschreibung der fossilen Chronologie berechnet. Er gibt aber alleine noch keinen Aufschluss über die Genauigkeit der Rekonstruktion. So werden besser die zusammengehörigen Paare von geschätzten und instrumentellen Klimadaten verglichen. In Analogie zur Varianz einer Stichprobe definiert sich der mittlere quadratische Fehler MQF aus der Anzahl n der Paare von prognostizierten Klimawert K_{prog} und dem instrumentell gemessenen K_d als:

$$(23) \quad MQF = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (K_{prog} - K_d)^2 .$$

Der MQF stellt eine absolute Fehlerschätzung dar, die bei perfekter Übereinstimmung den Wert Null liefert, jedoch bei wenigen großen Fehlern sehr sensibel reagiert. Neben der Größenordnung des Fehlers eignet sich für die Beurteilung der Genauigkeit ein relatives Maß. Im Sinne seiner Definition wird der mittlere quadratische Fehler mit der Varianz der instrumentellen Daten verglichen. Es gilt für diese relative Genauigkeit der Schätzung (RGS)

$$(24) \quad RGS = 1 - \frac{MQF}{Var(K_d)} ,$$

wobei die Varianz $Var(K_d)$ aus den instrumentellen Klimadaten der gemeinsamen Paare berechnet wird. RGS bezeichnet man auch als Effizienz des Modells [Nash & Sutcliffe 1970]. Es ist ein Vorteil der RGS , dass man eine relative Größe erhält, mit der die Qualität verschiedener Klimakalibrationstudien verglichen werden kann. Übrig bleibt die Frage nach der qualitativen Bewertung. Für Klimarekonstruktionen mit einer einfachen statistischen Kalibration wird hier postuliert, dass eine positive RGS gut ist, ein negativer Wert bis -1 weniger gut und kleinere ungenügend sind.

4 Resultate

In den ersten beiden Unterkapiteln werden die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte von den rezenten Kiefern der ostdeutschen Untersuchungsgebiete, gesondert nach den Standorten, vorgestellt. Begonnen wird mit dem Untersuchungsgebiet in der Lausitz, dann folgen die Standorte bei Jena und am Mühlensee. Die Charakterisierung der Zeitreihen erfolgt weitestgehend mit der deskriptiven Statistik. Jeweils am Ende eines Unterkapitels werden die Zeitreihen Regionen übergreifend verglichen, um daraus auf großräumige Gemeinsamkeiten und lokale Besonderheiten zu schließen.

Nach den Langzeittrends werden im nächsten Unterkapitel die abgetrennten Residuen vorgestellt und die Werte der Untersuchungsgebiete miteinander verglichen. Daraus werden wiederum Aussagen über Ähnlichkeiten und Differenzen abgeleitet. Im Anschluss daran erfolgt eine Darstellung der Beziehung von den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ zu den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ und es werden die Muster der Zusammenhänge zwischen beiden erläutert.

Der vierte Teil beschäftigt sich mit der Bestimmung der Retrofunktion. Der Ablauf folgt der im Kapitel 3.6 vorgestellten Vorgehensweise. Es werden zuerst mittels multivariaten Korrelationen die Monate mit den Klimaparametern bestimmt, auf welche die Isotopenverhältnisse sensitiv reagieren. Nachfolgend wird untersucht, ob die gefundenen Zusammenhänge im letzten Jahrhundert stabil und gleichförmig auftraten. Im nächsten Abschnitt werden die Retrofunktionen aus Perioden mit stabilen Zusammenhängen mittels Regressionen abgeleitet.

Der letzte Teil dieses Kapitels wendet sich den fossilen Daten zu. Ausgehend von der Darstellung der Rohwerte werden unter Anwendung verschiedener Auswahlkriterien die spätglazialen $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ - und $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Isotopenchronologien aufgebaut. Anschließend werden die Eigenschaften und ihre Güte bzw. Repräsentativität als Proxydaten erläutert.

4.1 Die $\delta^{13}\text{C}$ Messwerte und ihre Langzeittrends

Aus den Zeitreihen der einzeln gemessenen Bohrspäne der Kiefern im **Lausitzer Untersuchungsgebiet** wurde durch eine Mittelung für jeden Standort eine gemeinsame Kurve gebildet. Wie gut die Mittelkurve die Eigenschaften am Standort repräsentieren beschreiben Maße der Abweichung und der Güte. Innerhalb des Untersuchungsgebietes nimmt die Standardabweichung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Zeitreihen durchschnittlich Werte zwischen 0,46‰ und 0,71‰ und der Bias, als die gemittelte Abweichung, zwischen 0,33‰ bis 0,52‰ an. Diese nicht sehr gute Homogenität in den $\delta^{13}\text{C}$ -Rohwertserien wird dadurch zusätzlich eingeschränkt, dass aufgrund des hohen Aufwandes von Isotopenanalysen nur eine zwei- bzw. dreifache Belegung je Standort vorliegt. Die größten Abweichungen berechnen sich für den unteren Standort. Genauso wie in Jahrringbreiten scheint hier die Individualität der Bäume am stärksten ausgeprägt zu sein. Allerdings separieren sich die individuellen Kurven durch das Niveau der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$. Zum Beispiel misst man die höchsten Werte für die Kiefern des oberen Standortes. Durch die Mittelung unterscheiden sich somit die Niveaus, auf denen die $\delta^{13}\text{C}$ -Standortkurven liegen, was sich in der Abbildung 4-1 widerspiegelt.

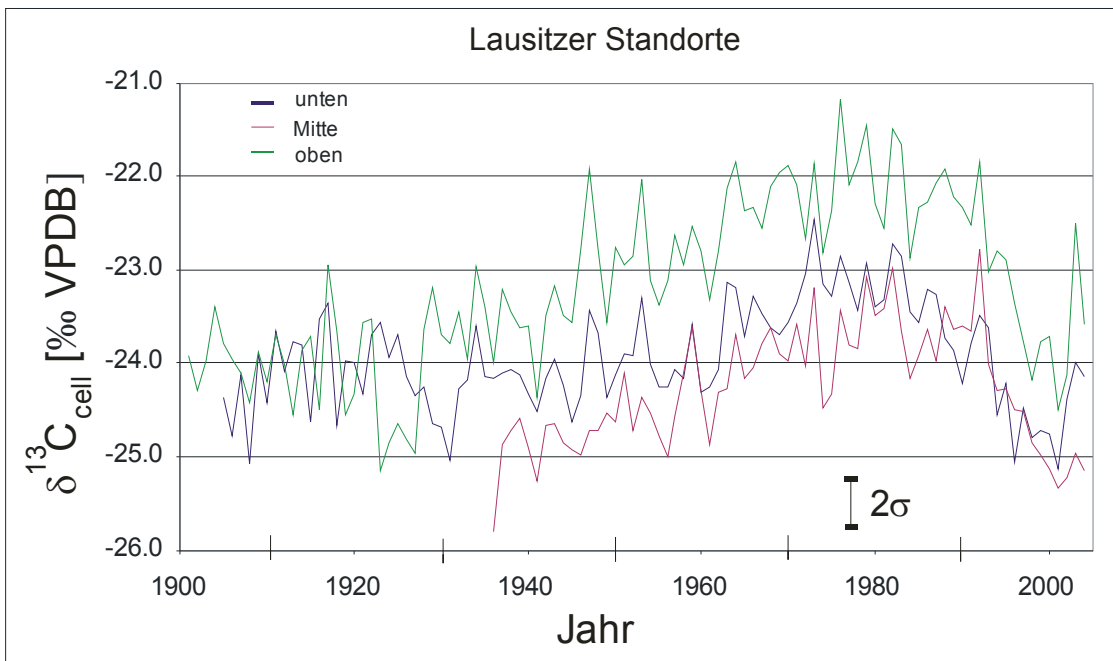


Abbildung 4-1: Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Standortkurven des Untersuchungsgebietes in der Lausitz. Die höchsten Werte werden am oberen, trockenen Standort erreicht. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ steigen bis in die Mitte der 1980er und fallen rapide nach 1990. Aus Gründen der Vergleichbarkeit wurden die Werte des oberen Standortes ab 1901 dargestellt.

Vergleicht man die Muster der langfristigen Trends, so scheinen diese an allen Lausitzer Standorten gleich zu sein. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ steigen bis in die Mitte der 1980er an, oben und in der Mitte ab 1945, unten erst nach 1960, und fallen nach 1990 rasch ab. Die Fünfjahresmittel von 1997 bis 2002 des unteren und mittleren Standortes sind gegenüber 1985 bis 1989 um $-1,1\text{‰}$ verschoben. Am oberen Standort beträgt die Differenz sogar etwa $-1,8\text{‰}$. Durch den späteren Anstieg am unteren, feuchten Standort lassen sich die Niveaus erst ab 1960 vergleichen. Man erkennt einen Offset des oberen zu den beiden anderen Standorten, der zum mittleren $1,4\text{‰}$ und zum unteren Standort $1,2\text{‰}$ beträgt. Möchte man die Niveaus vor dem Anstieg des langfristigen Trends vergleichen, so sind nur die Bäume des oberen und die 99-jährige Kiefer des unteren Standortes alt genug. Im Gegensatz zu dem Offset zum späteren Zeitpunkt weichen die Mittelwerte, gebildet aus den Werten von 1900 bis 1930, nur um rund $0,1\text{‰}$ voneinander ab.

Langfristig sollten die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ fallen, wenn ihr Trend nur durch den sinkenden $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Wert und den steigenden Partialdruck des CO_2 der Atmosphäre beeinflusst wird. Die in der Lausitz beobachtete Entwicklung steht aber im völligen Gegensatz zu diesem „theoretischen“ Verlauf. Um diesen Unterschied zu verdeutlichen, wird für die lange $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Zeitreihe, welche von den alten Bäumen des oberen, trockenen Standortes gewonnen werden konnte, ausgehend von dessen Mittelwert aus den Jahren 1835–65, der eigentlich zu erwartende Trend berechnet. Dazu wird die jährliche Veränderung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ (nach Approximation (11)) ab 1835 zu diesem Mittelwert addiert (Abb. 4-2).

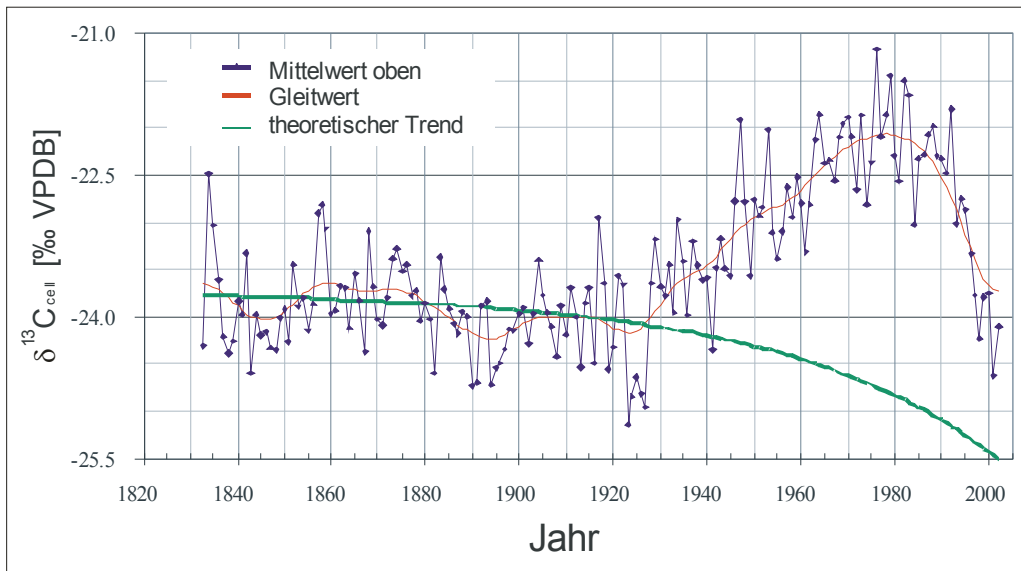


Abbildung 4-2: Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der Jahrringcellulose von Kiefern des oberen Standortes, deren gaussgewichtetes 5-jähriger Gleitmittel und der theoretische langfristige Trend, ausgerechnet mit den Veränderungen der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ des atmosphärischen CO_2 bezüglich des Mittelwertes der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ von 1835–65. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ steigen ab 1930 deutlich an und fallen nach 1990 wieder.

Bis 1930 erkennt man in den Messwerten einen Zeitabschnitt mit leicht fallenden $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werten, der in etwa dem „theoretischen“ Verlauf entspricht. In den darauf folgenden Jahren steigen die Werte an und beide Trends, theoretischer und gemessener, verlaufen entgegengesetzt. Nach 1990 fallen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ auf ein Niveau, welches mit den Werten von vor 1930 vergleichbar ist. Der Zeitpunkt der Trendumkehr lässt einen Zusammenhang mit der politischen und industriellen Wende in Ostdeutschland vermuten.

Auch die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werte aus den **Kiefern des Standortes bei Jena** fallen nach 1990 deutlich ab. Vergleicht man die beiden Fünfjahresperioden 1985–1989 und 1997–2002 so sinken die Werte um -0,9‰. In der Zeit von etwa 1930 bis zum Abfall schwanken die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ langfristig nur gering um ein Mittel von etwa -23,6‰. Die niedrigeren Werte in der Zeit vor 1929 resultieren aus der einfachen Belegung mit dem älteren Baum (Abb. 4-3). Der Anstieg der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ ab diesem Zeitpunkt korrespondiert mit breiteren Ringen. Daher kann man hier davon ausgehen, dass ein juveniler Effekt durch verbesserte Wuchsbedingungen vorliegt. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ des jüngeren Baumes setzen 1929 auf dem positiveren Niveau ein. Ab da liegen beiden $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Zeitreihen auf vergleichbarem Niveau und weichen nicht sehr deutlich voneinander ab. Die Standardabweichung und der Bias liegen mit Werten von 0,42‰ und 0,30‰ an den unteren Grenzen im Vergleich zu den Lausitzer Standorten.

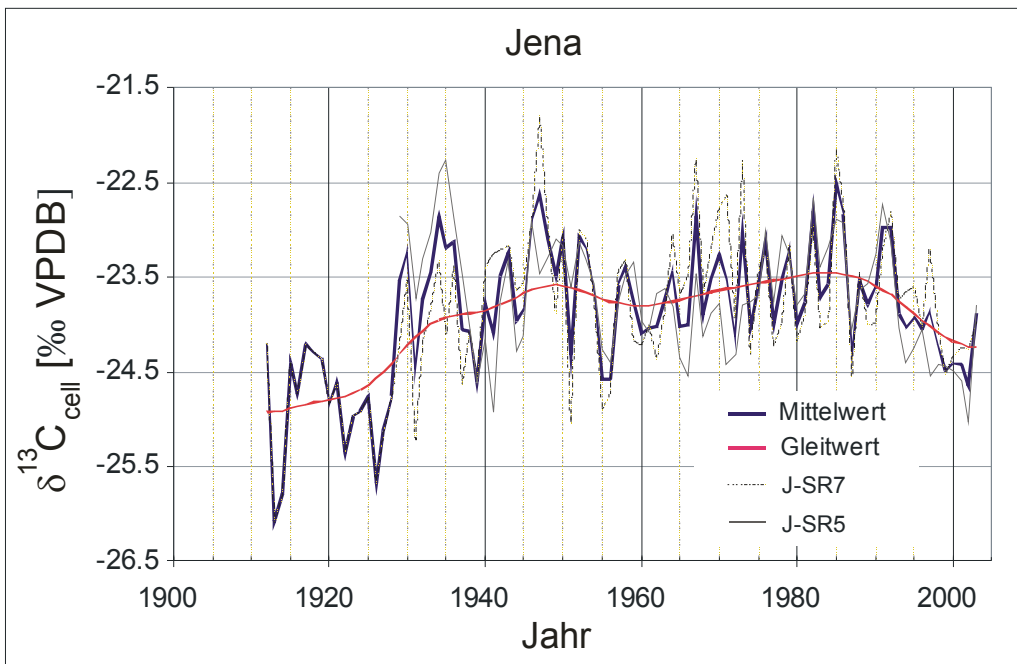


Abbildung 4-3: Die Standortmittelkurve der $\delta^{13}\text{C}$ in der Jahringcellulose am Standort Jena mit dem gaussgewichteten 5-jährigen Gleitmittel. Nach 1990 fallen die Werte. Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ von J-SR7 steigen vor 1930 deutlich an. Die jüngere Kiefer setzt auf dem höheren Niveau ein.

Aussagen zu einem intrastandörtlichen Vergleich werden durch die Verwendung von Mischproben wenig anschaulich. Durch das Poolen der Proben wird zwar eine höhere Belegung erzielt, Aussagen zur Abweichung der Werte der einzelnen Bäume untereinander erhält man nicht. **Am Standort Mühlensee** wurde neben der Mischprobe aus vier Bäumen eine einzelne Kiefer direkt am heutigen Seeufer beprobt. Zwischen diesen beiden Zeitreihen kann man einen intrastandörtlichen Vergleich vornehmen, wenn man im Hintergrund die Unterschiede in der Präparation bedenkt. Man erhält eine Abschätzung der Individualität der einzeln beprobten Kiefer gegenüber der gepoolten Gruppe. Für den Zeitraum 1900 bis 2004 beträgt die Standardabweichung 0,36‰ und der Bias 0,25‰. Diese Kennwerte deuten darauf hin, dass ein gemeinsamer Mittelwert die Standortchronologie repräsentiert, zumal die Einzelprobe mit einem Fünftel gewichtet eingeht.

Betrachtet man den langfristigen Verlauf der Kurven in Abbildung 4-4 genauer, so erkennt man nach 1994 eine größere Differenz zwischen beiden Zeitreihen. Für die direkt am Seeufer stehenden Kiefer verringert sich der Mittelwert der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ aus der Dekade vor 1994 gegenüber der danach um ca. 1,2‰. In der Mischprobe beträgt der Niveausprung nur ca. 0,8‰. Hier scheint sich am Standort Mühlensee die Beobachtung von dem unteren Standort des Untersuchungsgebietes Lausitz zu wiederholen. Kleinräumige Differenzen wirken sich auf feuchten Standorten deutlicher in den Wachstumsbedingungen und in den individuellen $\delta^{13}\text{C}$ der Kiefern aus. Der Anstieg des Seespiegels im Jahr 1993 lässt die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ der einzeln beprobten Kiefer stärker negativ werden als die der leicht höher stehenden Kiefern der Mischprobe.

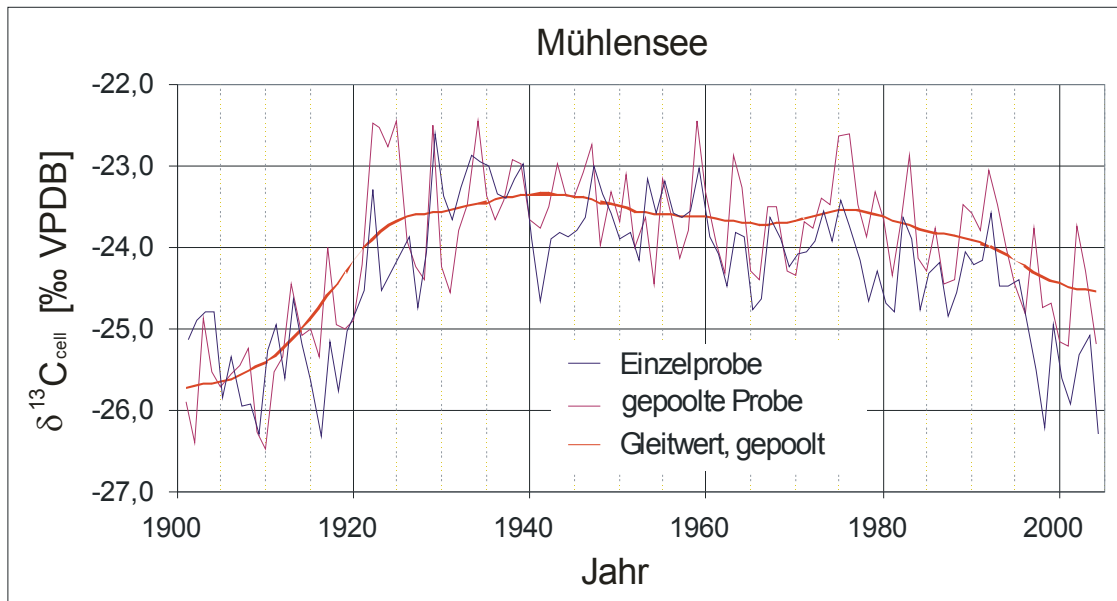


Abbildung 4-4: Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ der gepoolten und der Einzelprobe am Standort Mühlensee. Um 1920 steigen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ rasch an. Nach 1994 liegen die Werte der näher am See stehenden Kiefer unter denen der Mischprobe.

In beiden Zeitreihen findet man bis 1920 sehr niedrige Kohlenstoffisotopenverhältnisse. Danach steigen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ rasch um ca. 2‰ an. Zu diesem Zeitpunkt sind die beprobten Kiefern zwischen 30 und 50 Jahre alt und ein juveniler Trend scheint nicht vorzuliegen. Jedoch steigt mit den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ auch der Flächenzuwachs deutlich an und die positiveren $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ lassen sich mit besseren Wachstumsbedingungen in Verbindung bringen. Unklar bleibt der Grund für die Veränderung, denn eine Freistellung oder das Erreichen der Baumschicht alleine sollte einen so kräftigen Anstieg nicht bewirken. Nach dem Anstieg fallen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ etwa ab 1930 in einem Trend, der in etwa dem „theoretischen Verlauf“ (siehe Abb. 4-2) entspricht.

Vergleicht man die langfristigen Trends der $\delta^{13}\text{C}$ zwischen den Untersuchungsgebieten, so folgen sie in jeder Region ihrem eigenen Muster, welches nicht dem zu erwartenden Verlauf entspricht. Wie in Kapitel 2.2 besprochen, wird in einer Vielzahl von Publikationen, z. B. Feng & Epstein [1995], Helle et al. [2002], Robertson et al. [2004] langfristig ein fallender Trend beobachtet, der hier in Graph 4-2 als „theoretischer“ Trend eingezeichnet wurde. Langsam fallende $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werte, wie sie aus der Abnahme der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ der Atmosphäre resultieren sollte, finden sich für das letzte Jahrhundert nur am Mühlensee und auch dort nur in der Periode ab 1930. Dagegen weichen die langfristigen Trends in der Lausitz und in Jena deutlich davon ab, wobei die gemeinsame Trendumkehr am Ende des letzten Jahrhunderts auf einen Zusammenhang zur politischen und industriellen Wende in der DDR hinweist.

Um die Ähnlichkeit der Kurvenverläufe nicht nur visuell zu erfassen, werden Korrelation und Gleichläufigkeit zwischen den Standortkurven berechnet. Bedingt durch ähnliche Tendenzen, insbesondere des gemeinsamen Abfalls der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ ab 1990, berechnen sich zwischen den Rohdaten signifikante Korrelationskoeffizienten zwischen den Standorten ($p < 0,01$; Tab. 4-1). Diese sind innerhalb der Untersuchungsfläche Lausitz entsprechend hoch. Der schwächsten Zusammenhang ergibt sich zum räumlich weiter entfernten Standort Mühlensee. Demgegenüber stehen die signifikanten Werte in der Gleichläufigkeit zwischen Mühlensee und Lausitz. Die Veränderungen von einem Jahr zum anderen sind in beiden Regionen gleichgerichtet. Aus der Gleichläufigkeit erkennt man auch, dass der trockene Standort Jena nur geringe Gemeinsamkeiten mit den feuchten Standorten aufweist, insbesondere zu dem entfernten Müh-

lensee. Offensichtlich führen die große Distanz und die unterschiedliche Standortcharakteristika zu einer ungleichen Jahr-zu-Jahrvariabilität.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$		Gleichläufigkeit				
		unten	Mitte	oben	Jena	Mühls.
Korrelation	unten		0,72	0,65	0,58 *	0,68
	Mitte	0,72		0,66	0,60	0,70
	oben	0,64	0,82		0,69	0,64
	Jena	0,30	0,39	0,66		0,51 (n.s.)
	Mühls.	0,34	0,21 *	0,34	0,33	

Tabelle 4-1: Zwischen den Standorten berechnen sich signifikante Zusammenhänge mit $p < 0,01$ (* $\triangleq p < 0,05$ und n.s. \triangleq nicht signifikant). Der gleichförmige Langzeittrend bedingt hohe Korrelationskoeffizienten zwischen den Untersuchungsgebieten Lausitz und Jena.

4.2 Die $\delta^{18}\text{O}$ - Messwerte und ihre Langzeittrends

Im **Lausitzer Untersuchungsgebiet** befinden sich die Sauerstoffisotopenverhältnisse des oberen und des unteren Standortes auf einheitlichem Niveau mit nahezu gleichen Werten und einem flachen langfristigen Trend (Abb. 4-5). Auf demselben Level beginnen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ des mittleren Standortes, werden aber nach 1960 sukzessive geringer. Die standortinterne Standardabweichung zwischen den Zeitreihen der einzelnen Kiefern reicht von 0,37‰ bis 0,62‰ und der Bias von 0,26‰ bis 0,45‰. Wiederum sind die Messwerte am unteren, feuchten Standort am inhomogensten. Vergleicht man diese standortinterne Abweichung mit der Differenz zwischen dem unteren und oberen Standort, so kann man bei diesen beiden von identischen Zeitreihen sprechen. Dabei ist auffällig, dass sie vor 1925 in den Jahr-zu-Jahrvariationen voneinander abweichen.

Im Untersuchungsgebiet der Lausitz zeigen die Sauerstoffisotopenverhältnisse keinen so charakteristischen langfristigen Verlauf wie die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$. Eine Trendänderung nach 1990 oder in der Mitte des letzten Jahrhunderts ist nicht zu erkennen. Am mittleren Standort fällt eine von den anderen Kiefern abweichende stärker fallende Tendenz auf, die sich um 1980 auf ein niedrigeres und dann parallel verlaufendes Niveau einpegelt. Eine allen Standorten gemeinsame Auffälligkeit beobachtet man noch 1941. Dieses Jahr ragt durch den markanten Einbruch gegenüber den Werten der vor- und nachfolgenden Jahre heraus.

Etwas profiliertere langfristige Schwankungen erkennt man für die lange Zeitreihe von den alten Kiefern der Dünenhöhe (Abb. 4-6). In den ersten Lebensjahren weist der Verlauf eine fallende Tendenz auf, mit den niedrigsten Werten in den ersten 50 Jahren. Ein eindeutiger juveniler Trend scheint es nicht zu sein, da dieses Verhalten in den später gekeimten Kiefern der anderen Standorte nicht beobachtet wird. Ab Mitte des 19. Jahrhunderts steigen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ an und erreichen zwischen 1910 und 1920 maximale Werte. Danach fallen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ sukzessive. Diese langfristigen Schwankungen sind jedoch, wie aus Abbildung 4-6 schon visuell erkennbar, geringer als die Variationen von Jahr zu Jahr.

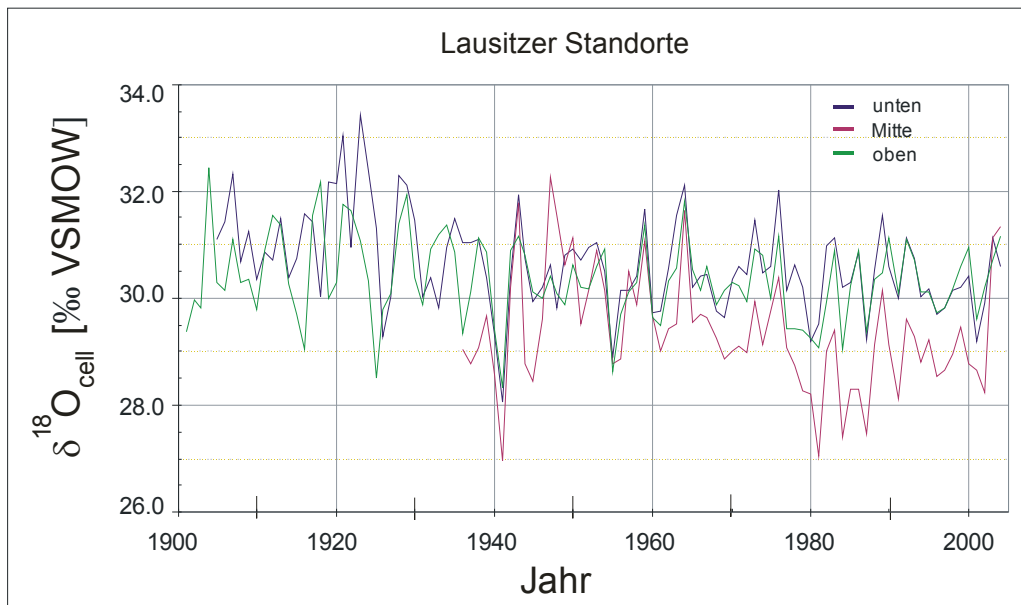


Abbildung 4-5: Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Standortkurven des Untersuchungsgebietes in der Lausitz. Die Werte des oberen, trockenen und des unteren, feuchten Standortes sind ab 1940 nahezu identisch und schwanken um ein konstantes Niveau. An mittleren Standort fallen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ sukzessive ab 1960 und sind niedriger als die der beiden anderen Standorte. Aus Gründen der Vergleichbarkeit wurden die Werte des oberen Standortes ab 1901 dargestellt.

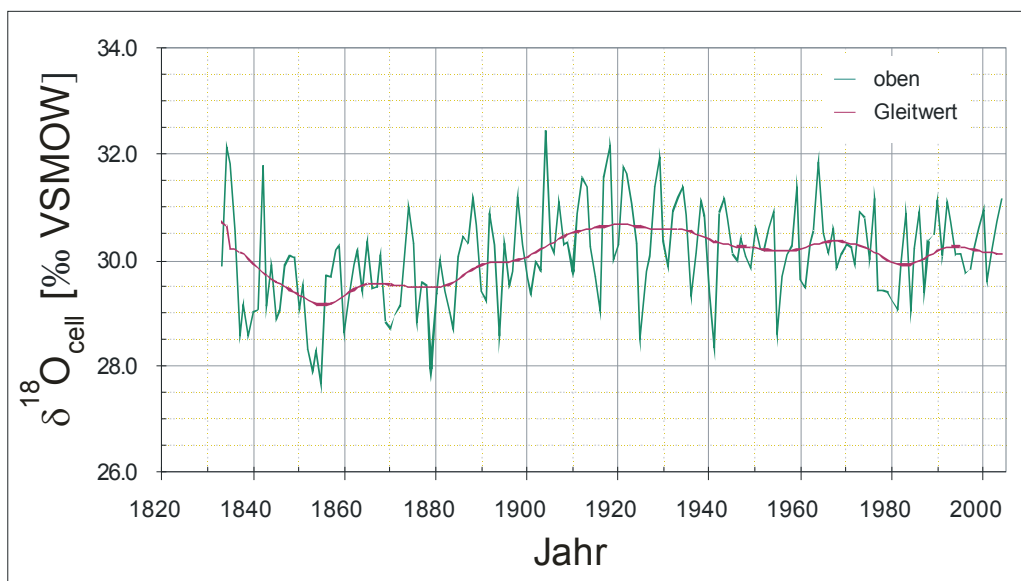


Abbildung 4-6: Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte in der Jahrringcellulose von Kiefern des oberen Standortes und deren gaussgewichteter 5-jähriger Mittelwert. Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ schwanken langfristig geringer als von Jahr zu Jahr.

Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Rohwertkurven der beiden **Kiefern bei Jena** zeigen bereits visuell eine große Differenz gegeneinander auf (Abb. 4-7). Die Maßzahlen der Abweichungen (Stabw. = 1,46‰, Bias 1,03‰) bestätigen diesen Eindruck. Bildet man nun einfach ein arithmetisches Mittel, so erhält man im Übergang von der Einfach- zur Doppelbelegung in der gemeinsamen Kurve einen Sprung und somit einen Fehler im Langzeittrend. Um dies zu umgehen, werden die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ des jüngeren Baumes um die Differenz im Überlappungszeitraum angehoben und danach die gemittelte Standortkurve gebildet (Anmerkung: Genauso könnte man beide Kurven auf ein gemeinsames mittleres Niveau anheben). Diese Korrektur sollte man in den folgenden Interpretationen im Hintergrund behalten. Für Diskussionen mit den Residuen und der Bestimmung von Korrelationskoeffizienten hat das obige Vorgehen keine Auswirkungen, da es sich um

eine konstante Verschiebung handelt. Die Abweichungen der korrigierten Zeitreihe liegen dann in einem mit den Lausitzer Standorten vergleichbaren Bereich (Standardabweichung = 0,53‰, Bias = 0,38‰).

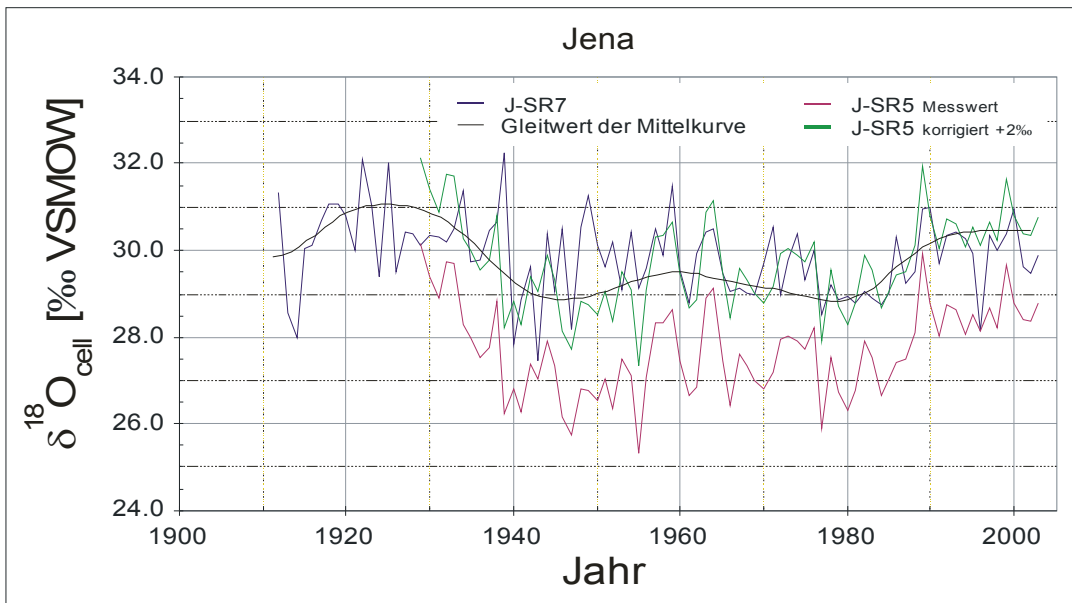


Abbildung 4-7: Die Isotopenverhältnisse $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ der beiden beprobten Kiefern weichen in ihrem Niveau deutlich voneinander ab. Die Standortkurve wird durch Anheben der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte der Probe J-SR5 um 2‰ vor der Mittelung auf ein künstliches Niveau festgelegt.

Über die Ursachen der Differenz zwischen den beiden $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Zeitreihen lässt sich nur spekulieren. Hier erweist es sich als nachteilig, aus Gründen der Aufwandsreduzierung nur zwei Kiefern auf der Untersuchungsfläche ausgewählt zu haben. Es lässt sich nicht nachweisen, ob die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ eines Baumes Ausreißer sind oder die Individualität ein Standortmerkmal ist.

Der Trend der gemeinsamen Standortkurve weist ab 1980 eine steigende Tendenz auf. Eine rapide Trendumkehr, wie in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$, scheint aber auch am Standort Jena nicht vorzuliegen. Vor 1980 schwanken die Werte langfristig mit einer insgesamt geringfügig fallenden Neigung. Der Trend und die Kurven zeigen wenig Auffälligkeiten. Als eine erscheint der Einbruch der Werte von maximalen $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ im Jahre 1939 auf nahezu minimale im darauf folgenden Jahr. Diesem Einbruch gehen $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte auf einem leicht höheren Niveau, gegenüber den späteren Jahren, voraus.

Am **Standort Mühlensee** sind die Sauerstoffisotopenverhältnisse $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ in der Jahrringcellulose der Misch- und der Einzelprobe im Verlauf und den absoluten Werten sehr ähnlich. Die Abweichungen zwischen beiden Kurven liegen in der Dimension der Messgenauigkeit (Standardabweichung = 0,35‰, Bias = 0,25‰). Schwankungen im gemeinsamen langfristigen Trend sind wenig ausgeprägt. In den 30er bis 50er Jahren kann man eine leichte Erhöhung feststellen. Diese wiederholt sich am Ausgang des letzten Jahrhunderts (Abb. 4-8), wobei es nicht unbedingt eine Verbindung zur Anstaumaßnahme geben muss, da der Anstieg nicht plötzlich erfolgt. Es zeigt sich auch kein so markanter Anstieg bis 1925, wie man ihn in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ findet. In der Periode bis 1920 liegen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ um 1,25‰ niedriger als in den 20 Jahren danach.

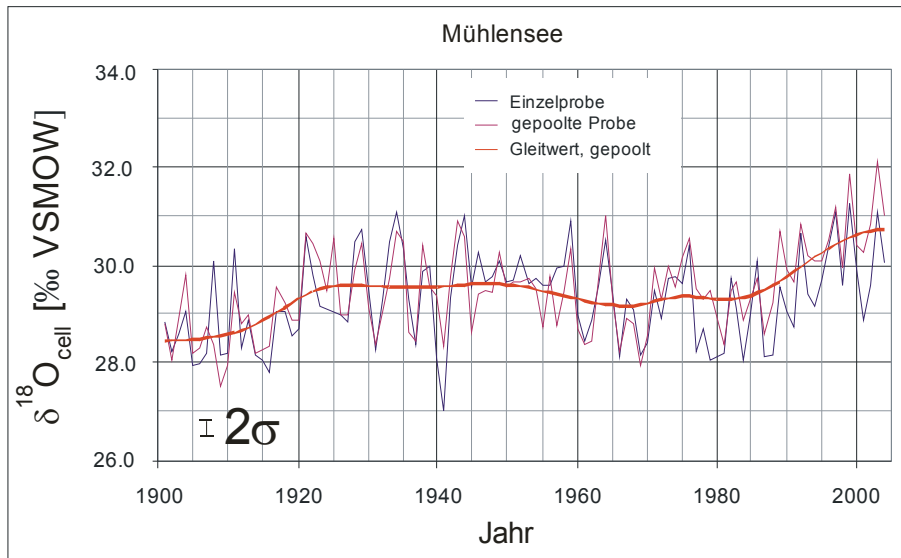


Abbildung 4-8: Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ der Misch- und Einzelprobe am Standort Mühlensee sind nahezu identisch. Vor 1925 und zum Ausgang des letzten Jahrhunderts findet sich ein Anstieg der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ im langfristigen Verlauf.

Im **Vergleich zwischen den Regionen** gibt die Gleichläufigkeit Auskunft darüber, wie ähnlich sich verschiedene Kurven sind. Aus der Tabelle 4-2 ist zu entnehmen, dass selbst zwei weit entfernte Standorte sich sehr deutlich und signifikant ($p = 0,01$) in den $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Rohwerten ähneln. Es werden Werte über 0,66 erreicht (außer zwischen Jena und Lausitz-unten). Damit deutet sich an, dass ein großräumig wirkender Faktor die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ beeinflusst. Dieser wirkt unabhängig von der Standortcharakteristika, denn selbst zwischen Mühlensee und Jena, mit unterschiedlichen Feuchtebedingungen, findet sich ein signifikanter Gleichläufigkeitswert. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt man bei Betrachtung der Korrelationskoeffizienten. Die hohen Koeffizienten begründen sich zum einen darin, dass die Trends der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ flach verlaufen und zum anderen, in der Gleichförmigkeit der annuellen Abweichungen. Nur zwischen Lausitz-Mitte und Jena ermittelt man eine geringere statistische Beziehung. An diesen beiden Standorten tendieren die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ in den 1940ern in leicht unterschiedliche Richtungen. Berechnet man einen Koeffizienten ab 1950, so ergibt sich wiederum ein signifikanter Wert von $r = 0,44$.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$		Gleichläufigkeit				
		unten	Mitte	oben	Jena	Mühls.
Korrelation	unten		0,82	0,71	0,63 *	0,72
	Mitte	0,60		0,79	0,67	0,72
	oben	0,56	0,61		0,66	0,71
	Jena	0,41	0,18 (n.s.)	0,47		0,75
	Mühls.	0,29	0,50	0,47	0,44	

Tabelle 4-2 : Zwischen den Standorten berechnen sich signifikante Zusammenhänge mit $p < 0,01$ (* $\triangleq p < 0,05$ und n.s. \triangleq nicht signifikant). Die flachen Langzeittrends, überlagert mit ähnlichen Jahr-zu-Jahrvariationen (signifikante Glk.), bedingen hohe Korrelationskoeffizienten zwischen den Untersuchungsgebieten.

4.3 Die Residuen

Die Residuen der Isotopenzeitreihen repräsentieren die Jahr-zu-Jahrvariationen und berechnen sich als die Differenz zwischen Messwert und Gleitwert. In allen Regionen ist die Amplitude der Variationen der Isotopenverhältnisse sowohl für die $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ als auch $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ vergleichbar groß. Im Mittel beträgt sie für die $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ etwa 0,88‰ und für die $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ rund 1,53‰. Im Untersuchungsgebiet Lausitz zeigt sich in den Residuen der Kohlenstoffisotopenverhältnisse kein Unterschied in der Zeit vor 1930, also vor dem langfristigen Anstieg, und danach. Die Parameter Amplitude und Standardabweichung ($\sigma \approx 0,45\text{‰}$) bleiben in einer vergleichbaren Dimension. Somit sind die $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ als Größe der kurzfristigen Schwankungen kleiner und unabhängig von den Veränderungen im langfristigen Trend in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$. Das bedeutet, dass der rapide Rückgang der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ in den 1990ern in den Untersuchungsgebieten Lausitz und Jena die Amplitude der jährlichen Variationen übertrifft.

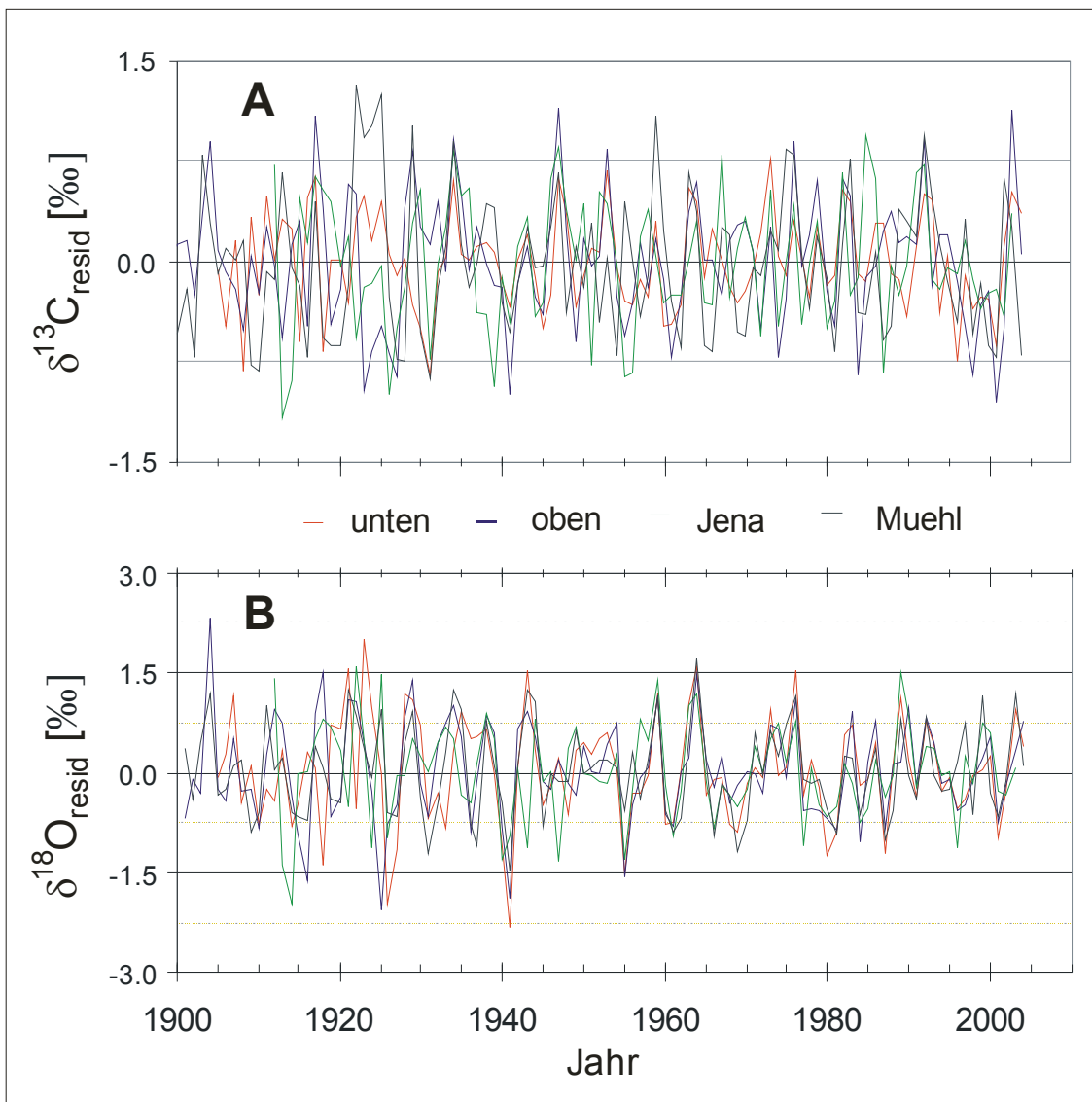


Abbildung 4-9: Die Residuen $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ (A) und $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ (B) der Standorte Lausitz - unten und - oben, sowie Jena und Mühlensee. Die Synchronitäten zwischen den Standorten sind deutlich zu erkennen, wobei die der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ deutlicher hervortritt. Standortunterschiede spielen eine untergeordnete Rolle in den Jahr-zu-Jahrvariationen (deshalb wurde auf die Darstellung von Lausitz - Mitte verzichtet).

Zu einem genau gegensätzlichen Resultat kommt man, wenn die Höhe der Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ mit den langfristigen Variationen in den Rohdaten verglichen wird. An allen Standorten übersteigen die Fluktuationen von Jahr zu Jahr die Abweichungen des Langzeittrends infolge dessen flachen Verlaufs. Ebenfalls unbeeindruckt bleibt die Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ ($\sigma \approx 0,84\%$) von Standortvariationen und ist für alle Untersuchungsgebiete vergleichbar groß.

Wie schon die Gleichläufigkeitswerte der Rohdaten ahnen lassen, ähneln sich die Kurvenverläufe der Residuen. Extreme Abweichungen gehen in die gleiche Richtung (Abb. 4-9). Es besteht eine augenfällige Synchronität, die deutlicher ausgeprägt ist als in den Rohdaten. Zwischen den einzelnen Standorten berechnet man signifikante Korrelationskoeffizienten ($p < 0,01$), sowohl in den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ als auch, mit einer Einschränkung, in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ (Tab. 4-3). Innerhalb des Untersuchungsgebietes Lausitz werden die höchsten Werte bestimmt. Die graduellen Feuchtebedingungen haben einen geringen Einfluss auf die Ausrichtung der Schwankungen. Offensichtlich prägt sich ein übergreifendes Signal unabhängig von den Standortcharakteristika in die Isotopensignatur ein.

Korrelation Residuen		$\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$				
		unten	Mitte	oben	Jena	Mühls.
$\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$	unten		0,74	0,84	0,67	0,60
	Mitte	0,74		0,70	0,43	0,61
	oben	0,84	0,82		0,67	0,62
	Jena	0,47	0,43	0,55		0,48
	Mühls.	0,42	0,39	0,25	0,07	

Tabelle 4-3: Die Korrelationen zwischen den Standorten in den Residuen $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ zeigen einen signifikanten Zusammenhang ($p < 0,01$), selbst in großer Distanz und unabhängig von der Standortcharakteristika. In der Hälfte oberhalb der Diagonalen befinden sich die Korrelationskoeffizienten der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$, unterhalb die der $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$.

Betrachtet man die Koeffizienten vom Mühlensee zu den anderen Standorten genauer, so deutet sich an, dass die ökologischen Bedingungen in einem großräumigen Vergleich einen Einfluss auf die Ähnlichkeit der $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ -Signaturen ausüben könnte. Eine markante Übereinstimmung besteht zwischen den beiden Standorten mit einer feuchten Charakteristik. Die Gleichförmigkeit schwächt sich graduell ab, bis zu der ökologisch sehr unterschiedlichen Untersuchungsfläche Jena keine mehr besteht. Diese Beobachtung hebt sich von den Ergebnissen von der Lausitzer Untersuchungsfläche ab.

Zwischen den Residuen besteht ein deutlicher, Regionen übergreifender Zusammenhang. Dieses Signal in den Jahr-zu-Jahrvariationen kann eigentlich nur klimatisch bedingt sein. Für eine vielseitige Klimarekonstruktion sind unabhängige Proxydaten eine notwendige Voraussetzung. Es stellen sich die Fragen: Sind die Residuen beider Isotopenzeitreihen miteinander korreliert? Falls ein Zusammenhang besteht, ist die Art und Weise der Verknüpfung von den Standortbedingungen abhängig?

Für die Standorte in der Lausitz kristallisiert sich eine positive und signifikante Korrelation zwischen den Residuen $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ heraus. Den deutlichsten Zusammenhang findet man am oberen, trockenen Standort, an dem die Daten am weitesten in die Vergangenheit zurück reichen, mit einem Koeffizienten von $r = 0,52$. Das bedeutet, dass Abweichungen in den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ parallel zu denen in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ verlaufen. Eine etwas schwächere, aber immer noch hochsignifikante Verknüpfung ($p < 0,01$) bestimmt man am unteren ($r = 0,42$) und mittleren Standort ($r = 0,37$). Den klaren Zusammenhang der Lausitzer Standorte

übertrifft die Korrelation der Residuen am feuchten Standort Mühlensee. Der Koeffizient von $r = 0,60$ betont die Kopplung beider Isotopenzeitreihen.

Aus den Ergebnissen von diesen vier Standorten könnte man schlussfolgern, dass grundsätzlich eine Verknüpfung zwischen den Residuen beider Isotopenverhältnisse $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ besteht. Jedoch findet man für die Datensätze vom Standort Jena nur einen schwachen Zusammenhang. Nimmt man an, dass unter bestimmten Bedingungen eine Kopplung zwischen den Residuen besteht, so kann man sich fragen, welche Punkte abweichen und welche divergierenden Konditionen vorliegen. Betrachtet man Abbildung 4-10D), so erkennt man, dass einige wenige Punkte weit streuen. Die gestreuten Punkte gehören zu den Perioden 1943–47 und 1985–89 sowie zum Jahr 1922. In den beiden genannten Perioden tendieren die langfristigen Trends von $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ in unterschiedliche Richtungen (vergleiche Abb. 4-3 mit Abb. 4-7). Die Ursachen für die gegenläufigen Trends sind nicht klar zu erkennen. Als Fazit ergibt sich, dass die Bedingungen am Standort Jena für die Verknüpfung der Residuen nicht stabil sind.

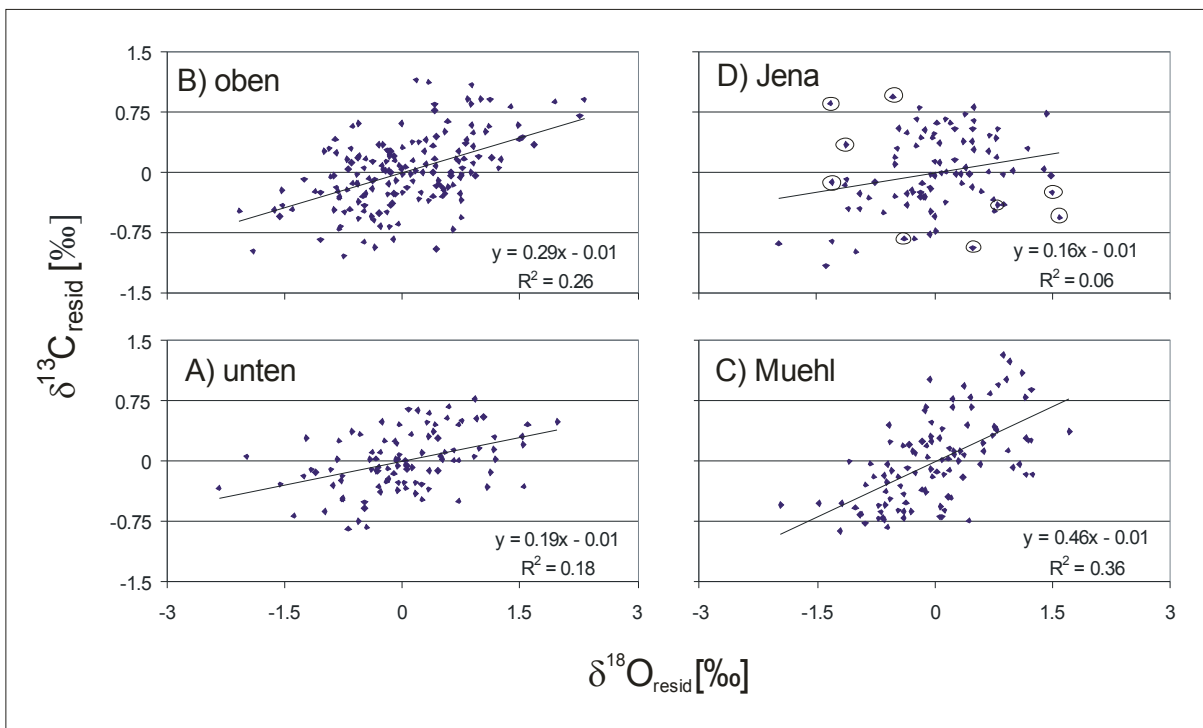


Abbildung 4-10: Die Beziehung der Residuen von $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ zu $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ in den Untersuchungsgebieten. Es berechnen sich signifikante Beziehungen ($p < 0,01$) in den Untersuchungsgebieten Lausitz und Mühlensee. Instabilität in der Verknüpfung in den Perioden 1943–47 und 1985–89 (eingekreiste Punkte) bewirkt am Standort Jena einige Ausreißer.

Nimmt man die Perioden mit streuenden Punkten aus der Regression heraus, so ergibt sich für den Standort Jena ein Bestimmtheitsmaß von 0,18 und ein Anstieg der Ausgleichsgerade von 0,28 ‰/‰. Der Anstieg wird mit denen der Lausitzer Standorte vergleichbar, die im Intervall von 0,19 ‰/‰ bis 0,29 ‰/‰ liegen. Zwischen den Anstiegen besteht kein statistischer Unterschied, aus dem man eventuell auf die Feuchtebedingungen hätte schließen können. Demgegenüber steht der steilere Anstieg am Standort Mühlensee, der mit einer strengen Verknüpfung zwischen den Residuen einhergeht (0,46 ‰/‰ und $r^2 = 0,36$).

4.4 Klimakalibration

In der Klimakalibration werden die Zusammenhänge zwischen den meteorologischen Parametern und den davon beeinflussten Isotopendaten gesucht, deren Ermittlung auf Korrelationsanalysen beruht. Nun stellt sich die Problematik, welches die geeigneten Isotopendaten sind, die den Klimaeinfluss am deutlichsten widerspiegeln. Die langfristigen Trends der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ der Standorte in der Lausitz werden offensichtlich von klimaunabhängigen Größen beeinflusst, welche veränderlichen Standortbedingungen zugeordnet werden können. Somit ist es erforderlich, nicht-klimatische Trends aus den Isotopenzeitreihen heraus zu filtern. Dies bedarf für die Korrektur der Isotopenmesswerte entweder einer fundierten Kenntnis der Einflüsse nicht-klimatischer Umweltfaktoren, z. B. Veränderung des atmosphärischen $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ oder einer vollständigen Trendbereinigung. Mit der Berechnung der Diskriminierung wird der Einfluss der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ korrigiert, mit den Residuen werden alle Trends entfernt. Neben diesen beiden Größen werden für die Korrelationsanalyse auch probeweise die Rohdaten als Eingangsgrößen zur Bestimmung der „Retrofunktion“ verwendet. Bedingt durch den flachen Langzeittrend könnte dies für die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ unproblematisch sein. An dieser Stelle sei auf die Kapitel 5.1 und 5.2 verwiesen, in denen die Auswirkungen von Standortveränderungen auf die Isotopenverhältnisse besprochen werden.

Für die Bestimmung der Retrofunktion $R(\delta)$, sind drei Schritte notwendig. Als erstes sind die Klimaparameter zu bestimmen, auf die die Isotopenwerte sensitiv reagieren. Hierzu erfolgt eine multivariate Korrelation. Dazu werden Temperatur (T), Niederschlagsmenge (N) und relative Luftfeuchte (h) sowohl monatlich, als auch versuchsweise höher aufgelöst, mit den Isotopenwerten korreliert. Aus den erhaltenen Korrelationskoeffizienten kann dann geschlussfolgert werden, welcher Klimaparameter in welchem Zeitraum des Jahres auf die Isotopenwerte des gesamten Jahrringes wirkt. Aus diesen monatlichen Daten wird ein vereinigter Parameter, Mittelwert oder Summe gebildet. In der konkreten Ausführung erzielten Berechnungen mit einer höheren, wöchentlichen Auflösung am Ende keine besseren Ergebnisse, bestätigten aber die Arbeit mit monatlichen Werten.

Da sich die Beziehung zwischen Klimaparameter und Isotopendaten mit dem Baumalter durch verschiedene Einflüsse ändern kann, wird die zeitliche Abhängigkeit der Korrelation im zweiten Schritt kontrolliert. Hierzu wird mit einem 25-jährigen rückwirkenden laufenden Fenster der Korrelationskoeffizient für die ausgewählten Parameter im Untersuchungszeitraum berechnet.

Im dritten Schritt bestimmt man mit einer linearen Regression das Transfermodell. Die Ausgleichsgerade in der Regression beschreibt die Funktion $R(\delta)$, wobei der Anstieg die Sensitivität angibt. Aus den besten der ermittelten Regressionen werden die Koeffizienten für die Rekonstruktion bestimmt. Die erhaltenen Retrofunktionen werden auf den Datensatz eines anderen Standortes angewendet und daraus Klimadaten modelliert. Aus dem Vergleich zu den instrumentell gemessenen Daten können dann Aussagen über die Güte des Modells getroffen werden. Eventuell werden die Parameter von $R(\delta)$ verifiziert, um eine optimale Anpassung zu erreichen.

4.4.1 Multivariate Korrelation

Für die Berechnung der Korrelation der Isotopenparameter zu den monatlichen Klimawerten wurde jeweils der gesamte Datensatz von gemeinsamen Paaren verwendet, sprich vom Beginn der Aufzeichnung bzw. der Isotopenzeitreihe. In die Berechnungen wurden die Daten vom April des Vorjahres bis zum Dezember des jeweiligen Kalenderjahres einbezogen. Damit kann ein möglicher Einfluss aus der vorhergehenden Vegetationsperiode mit berücksichtigt werden. In den Darstellungen wird auf die Koeffizienten des Vorjahres verzichtet, weil, an dieser Stelle schon vorweggenommen, sich selten ein deutlicher Vorjahreseinfluss heraus kristallisierte. Unter dem Blickpunkt einer einfachen Klimarekonstruktion werden diese schwachen Beziehungen bei der Bildung eines vereinigt Klimaelementes vernachlässigt.

Im folgendem werden die Muster der Beziehung von Isotopenparametern zu den monatlichen Klimawerten erläutert. Aus der Vielzahl der möglichen Kombinationen der fünf Isotopenparameter (Rohdaten und Residuen beider Isotopenzeitreihen plus Diskriminierung) von fünf Standorten mit den drei Klimaelementen werden diejenigen dargestellt, in denen sich die Muster am deutlichsten hervorheben. Auf die Erläuterung von Resultaten, die nicht weiterführten, wird im Weiteren verzichtet.

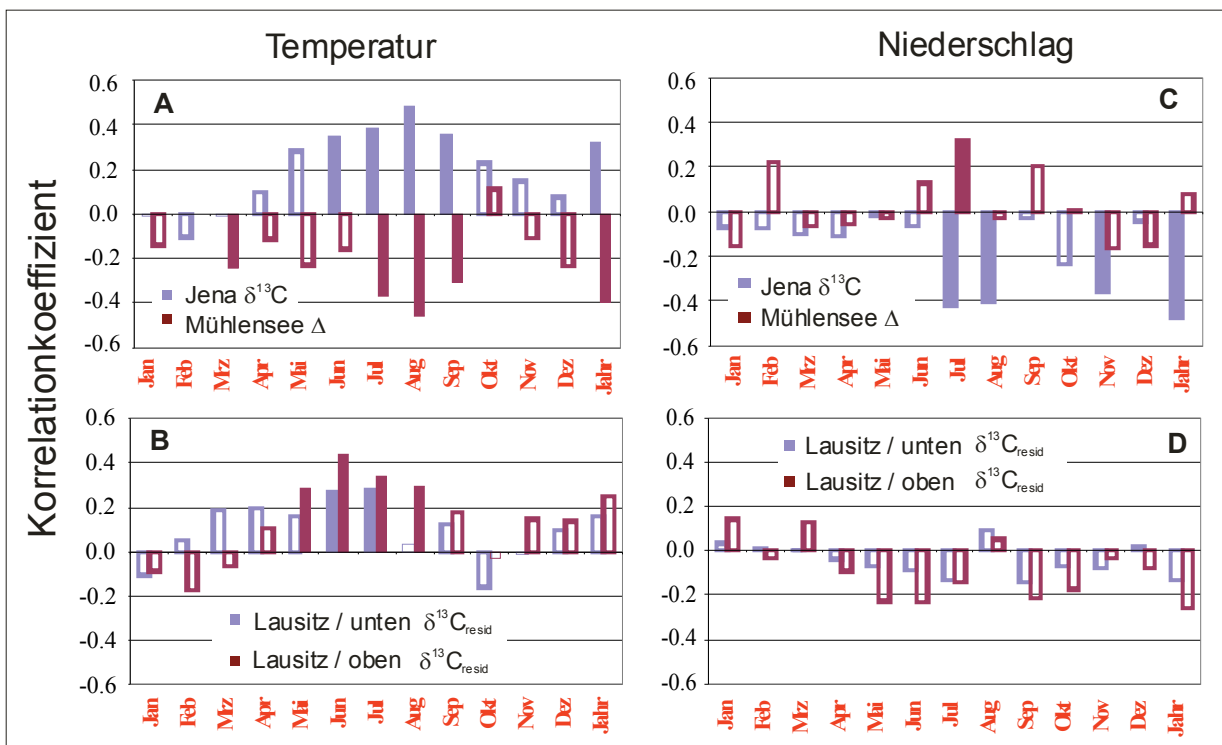


Abbildung 4-11: Aus den Mustern der Korrelation der Isotopendaten des Kohlenstoffes zu den monatlichen Klimawerten von Temperatur und Niederschlag heben sich die Beziehungen zur sommerlichen Temperatur klar erkenntlich ab. Die Darstellungen zeigen die Korrelation mit dem gesamten Datensatz gemeinsamer Paare von Klima- und Isotopenwert (gefüllte Balken signifikant, $p < 0,05$).

Aus der Abbildung 4-11 kann man entnehmen, dass die sommerliche Temperatur die Kohlenstoffisotopenverhältnisse beeinflusst. An den beiden trockenen Standorten Jena (Abb. 4-11 A) und Lausitz-oben (Abb. 4-11 B) berechnen sich signifikante Koeffizienten zu den Monatstemperaturen von Mai bis etwa August / September. Am feuchten Standort Mühlensee reagieren die Kiefern in ihrer Diskriminierung auf die Temperaturbedingungen in der kürzeren Zeit der Hochsommermonate Juli und August (Abb. 4-11 A). Weiterhin kann ein Zusammenhang zur Septembertemperatur bestimmt werden. Phänomenologisch betrachtet, führen steigende Temperaturen zu höheren Isotopenwerten in den Rohdaten und den davon abgeleiteten Residuen. Es besteht eine positive Korrelation, die für die Diskriminierung durch deren

Berechnung (siehe Gleichung (6)) und der damit verbundenen Vorzeichenumkehr negativ wird. Die Abbildungen 4-11 A und B zeigen auch, die Strenge der winterlichen Kälte wirkt sich nicht auf die Kohlenstoffisotope aus. In Übereinstimmung mit der Theorie findet sich eine Bindung der Fraktionierung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ an die Photosynthese. Wenn die Witterung warm und die Tage lang genug sind, wie das im Frühjahr und Sommer normalerweise der Fall ist, erreicht die Photosynthese ihre höchste Aktivität und demgemäß wirken sich die Temperaturbedingungen von Mai bis September auf die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ aus.

Übereinstimmend mit dieser Argumentation müssten höhere Niederschläge im Sommer, die Trockenstress mildern und zu verstärktem Biomassezuwachs führen, sich auf die Kohlenstoffisotope auswirken. Am trockenen Standort in Jena deutet sich diese Tendenz an (Abb. 4-11 C). Die höchsten Korrelationskoeffizienten werden für die Sommermonate Juli und August berechnet. Dagegen beobachtet man an den Lausitzer Standorten diesen Zusammenhang nicht. Man findet nur für Lausitz-oben einen schwachen Einfluss des Niederschlags von Mai bis Juli. Für die weiteren Analysen kann man, zusammen mit den Ergebnissen vom Mühlensee (höchster Koeffizient mit den Juliniederschlägen), annehmen, dass an allen Standorten eine Verbindung zwischen dem Niederschlag im Hochsommer und den Kohlenstoffisotopen existieren könnte. Beachtenswert ist die Wirkung der Niederschlagsmenge des gesamten Jahres an den trockenen Standorten. Hier berechnen sich die höchsten Koeffizienten zu den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ bzw. deren Residuen. In einer vereinfachten phänomenologischen Erklärung müsste eine bessere Wasserversorgung zu länger offenen Stomata führen und somit zu einer höheren Diskriminierung bzw. negativeren $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$. Somit ergäbe sich eine negative Korrelation, welche auch beobachtet wird.

Zu den beiden geläufigsten Klimaelementen Temperatur und Niederschlag zeigen die Isotopenverhältnisse des Sauerstoffes in den Jahrringen kein eindeutiges Muster (Abb. 4-12 A). Eine schwache Verknüpfung zu der sommerlichen Niederschlagsmenge deutet sich am Mühlensee an (Abb. 4-12 B). Dagegen würde man für den Standort Jena einen Einfluss der Niederschlagssumme aus den Monaten April, Juni und Dezember vermuten. Hier findet man auch eine Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ und dem Vorjahresniederschlag der Monate August und September. Wieso der Regen in den singulären Monaten sich auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ auswirken soll, ist nicht offensichtlich. Berücksichtigt man die nicht signifikanten Korrelationskoeffizienten, so sind die beschriebenen Zusammenhänge eher ein Indiz für weitergehende Analysen als strenge Beziehungen. Ähnlich verhält es sich mit der Abhängigkeit der Isotopenwerte des Sauerstoffes von den monatlichen Temperaturen. Es bildet sich ein diffuses Muster heraus und die bestimmten Korrelationen sind gering.

Demgegenüber zeichnet sich eine klare Abhängigkeit der Variationen der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ zur relativen Feuchte ab. An allen Standorten bestimmt man hohe und signifikante ($p < 0,01$) Korrelationskoeffizienten. Bedenkt man die Modelle für die Fraktionierung der Sauerstoffisotope in Jahrringen (siehe Gleichung (19)), so ist die Reaktion auf die relative Feuchte selbstverständlich. Bedingt durch das negative Vorzeichen der relativen Feuchte in Gleichung (19), sollte eine negative Korrelation bestimmt werden, was durch die Berechnungen bestätigt wird. Eine höhere Luftfeuchte führt zu niedrigeren Sauerstoffisotopenverhältnissen in der Cellulose. Als einflussnehmende Monate kristallisiert sich die Periode von Juni bis September heraus (Abb. 4-12 C und D). Am Standort Jena ist dieses Bild nicht so deutlich ausgeprägt. In der Gesamtschau kann man annehmen, dass die Situation bezüglich der relativen Feuchte in der gesamten Vegetationsperiode auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ wirkt. Für die weiteren Analysen wird eine Kombination aus den Monatswerten von Mai bis September verwendet.

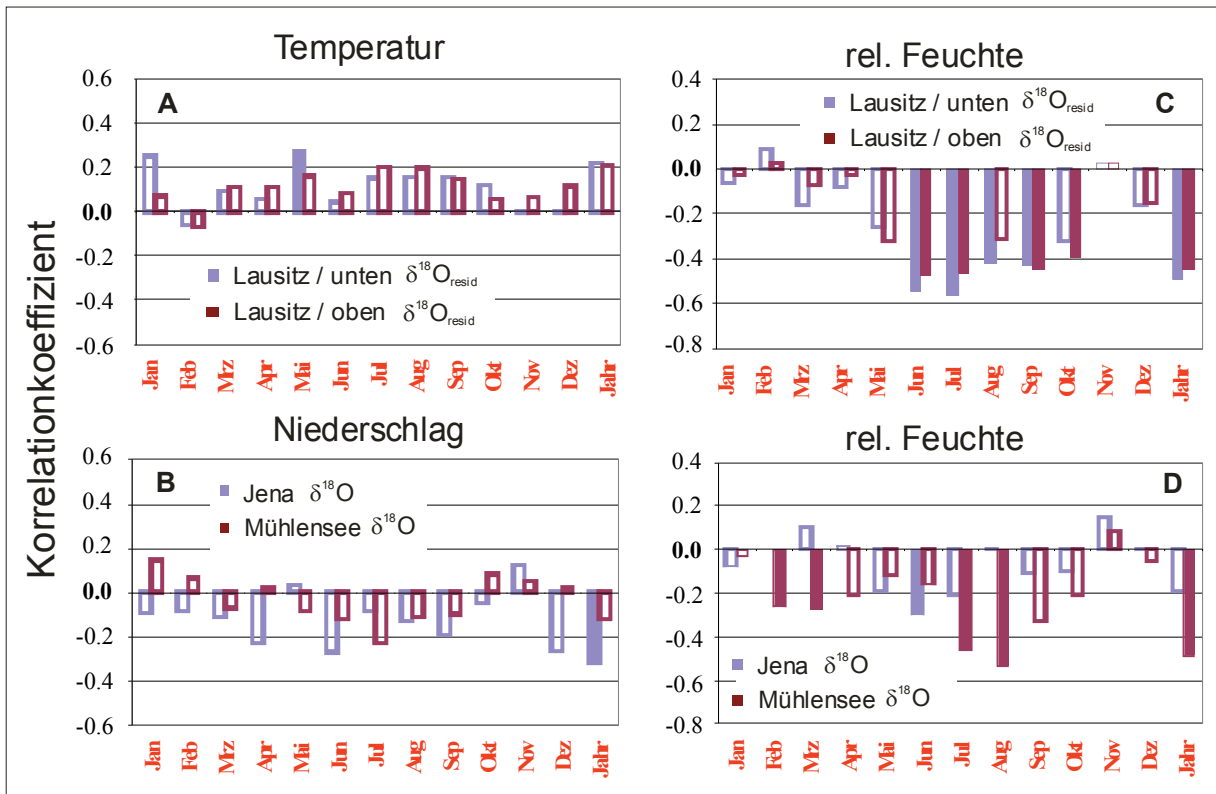


Abbildung 4-12: In der Beziehung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ zu den monatlichen Klimawerten zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zur Feuchte in der Vegetationsperiode. Dagegen ist das Muster zu den Klimaelementen Temperatur und Niederschlag diffus. Die Darstellungen zeigen die Korrelation mit dem gesamten Datensatz gemeinsamer Paare von Klima- und Isotopenwert (gefüllte Balken signifikant, $p < 0,05$, für rel. Feuchte $p < 0,01$).

Die Standortbedingungen haben auf das Muster der Beziehung zwischen den Variationen der Isotopenverhältnisse und den Klimagrößen keinen gravierenden Einfluss. Die $\delta^{13}\text{C}$ werden standortübergreifend von den sommerlichen Temperaturen beeinflusst, wobei eine positive Korrelation besteht. Eine leichte Differenzierung stellt man für die Beziehung zum Niederschlag fest. Der Einfluss des Sommerregens tritt an den trockenen Standorten etwas deutlicher hervor. Allerdings bleibt die Auswirkung, mehr Regen führt zu niedrigeren $\delta^{13}\text{C}$, an allen Standorten gleich.

Die Sauerstoffisotopenverhältnisse reagieren in allen Regionen ähnlich deutlich auf die Veränderungen der relativen Feuchte. Variationen in der Standortcharakteristik verändern dieses Muster nicht. Für die $\delta^{18}\text{O}$ hätte man erwarten können, dass Bäume, die stärker in ihrem Wachstum vom Niederschlag abhängig sind, einen Zusammenhang zur Niederschlagsmenge oder zu den Temperaturen aufweisen, da diese den Isotopenwert des Niederschlags mit beeinflussen (siehe Kapitel 2.3) und somit die Signatur des aufgenommenen Wassers. Dieser Zusammenhang berechnet sich hier nicht. Vermutlich paust sich das Isotopensignal im Regen zu schwach in die $\delta^{18}\text{O}$ der Cellulose durch.

4.4.2 Zeitliche Konstanz

Für die Ermittlung der Muster der sensitiven Monate wurde der gesamte Datensatz verwendet, d. h. die maximale Länge der Periode mit vorhandenen Isotopenwert und Klimadaten. Nun könnte es sein, dass sich das Muster mit dem Alter der Bäume verschiebt. Um dies zu überprüfen, erfolgte die Bestimmung der sensitiven Monate mittels DENDROCLIM2002 [Biondi & Waikul 2004] in einem 40-jährigen Zeitfenster, welches über die Periode verschoben wurde. Diese Untersuchungen ergaben, dass sich das Muster, zu welchem Zeitpunkt im Jahr die Witterung eine Wirkung auf den Isotopenwert im Jahrring ausübt, nicht

verschiebt. Was sich änderte, war die Stärke des Zusammenhanges. Um diesen Effekt näher zu beleuchten, wurde in einem engeren Zeitfenster von 25 Jahren der Korrelationskoeffizient zwischen Isotopenwert und der Monatskombination der Klimaelemente berechnet. Das schmale Zeitfenster wurde deshalb gewählt, um Perioden mit veränderter Reaktion auf die Witterungsverhältnisse möglichst exakt bestimmen zu können. Eine Unterschreitung eines 25-jährigen Fensters gestaltet Korrelationsberechnung wenig sinnvoll, und somit ist diese Zeitspanne ein Kompromiss zwischen Statistik und Detektion. Die Monatskombinationen stellen einen neuen Datensatz dar, der als Mittelwert bzw. Summen aus den Klimadaten der einflussnehmenden Monate gebildet wurde. Dieser Datensatz wird später ebenfalls in der Regressionsanalyse zur Bestimmung der Funktion $R(\delta)$ verwendet. Phasen, in denen in diesem Kapitel eine gestörte Beziehung zwischen Klima und Isotopenwert detektiert wurde, werden in der Regression nicht beachtet.

In der Abbildung 4-13 A) zeigt sich ein Anstieg des Korrelationskoeffizienten zwischen der Diskriminierung der Kiefern vom Mühlensee und der gemittelten Temperatur der Monate Juni bis September von nicht signifikanten auf Werte über 0,5 genau dann, wenn das Zeitfenster die Jahre vor 1925 verlässt. Zu beachten wäre, dass bei den zeitlichen Angaben der dargestellte Punkt jeweils das jüngste Jahr des laufenden Fensters ist. Im Kapitel 4.1 wurde schon erwähnt, dass zu diesem Zeitpunkt ein rapider Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ zu beobachten ist. Berechnungen mit den Residuen führen zu dem gleichen Resultat, d. h. die Übertragung von annuellen Temperaturvariationen in Kohlenstoffisotopenverhältnisse erfolgt erst nach 1925 in einer gleichförmigen stabilen Art und Weise. Am Standort Jena wiederholt sich der plötzliche Anstieg der Korrelation. Diesmal zwischen der Mitteltemperatur Juni bis September und den $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$, nachdem die Periode 1943–47 nicht mehr mit einbezogen wird. Dieser Zeitabschnitt fällt schon durch eine Störung der Verlinkung zwischen den Residuen von $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ auf.

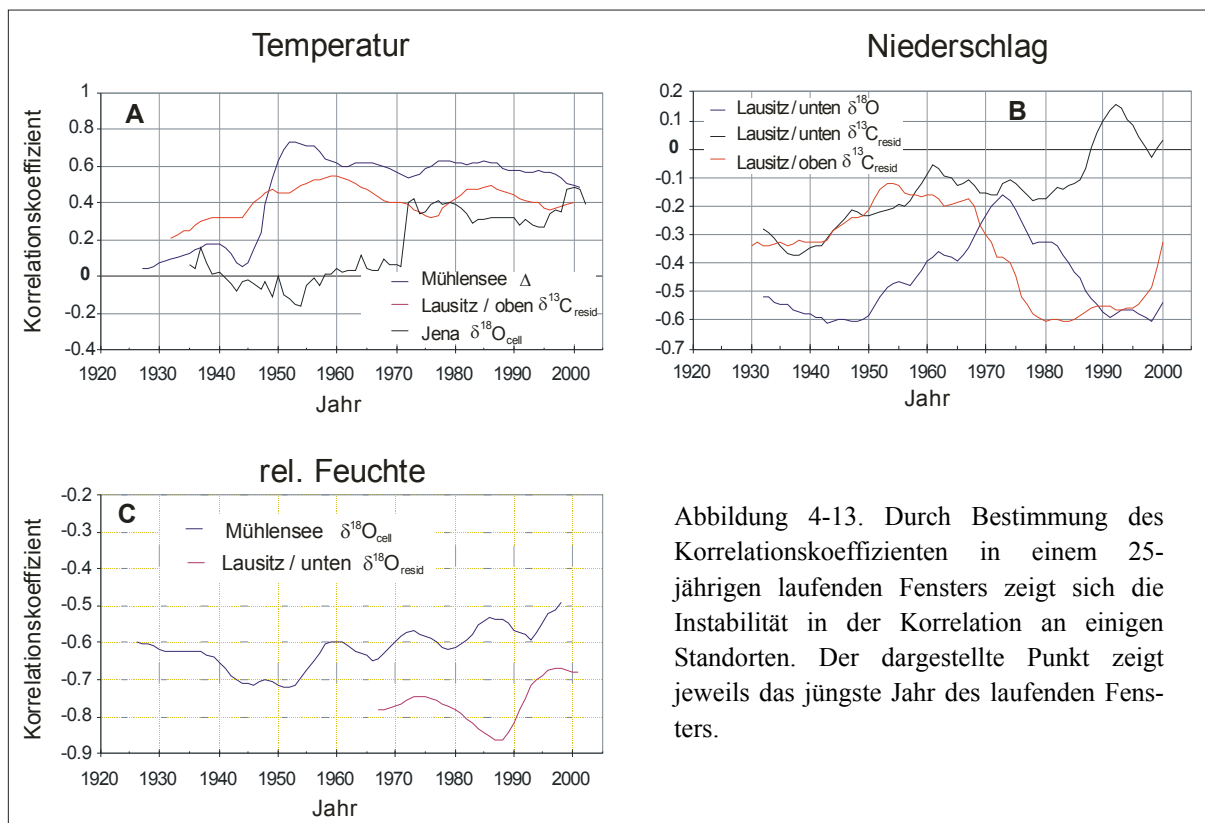


Abbildung 4-13. Durch Bestimmung des Korrelationskoeffizienten in einem 25-jährigen laufenden Fensters zeigt sich die Instabilität in der Korrelation an einigen Standorten. Der dargestellte Punkt zeigt jeweils das jüngste Jahr des laufenden Fensters.

Ein ähnlich unbeständiges Verhalten beobachtet man im Zusammenhang der Niederschlagssumme (Juli und August) zu den Residuen der $\delta^{13}\text{C}$ des oberen Lausitzer Standortes. Die Korrelation erreicht in der

zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts signifikante Werte (rote Kurve in der Abb. 4-13 B). Dieser Schwenk in eine strenge Verknüpfung wird am unteren Standort nicht vollzogen. Hier tendieren die Koeffizienten aus den negativen in den positiven Bereich. Für den gleichen Standort (Lausitz-unten) wurde in der Abbildung 4-13 B) das zeitliche Verhalten der Korrelation zwischen der sommerlichen Niederschlagsmenge und den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ eingezeichnet. Man erkennt zu Beginn und Ende des 20. Jahrhunderts eine signifikante Abhängigkeit, die dann in der Zeit von 1950 bis 1980 gegen Null tendiert. Die Instabilitäten in den Korrelationen erklären die schwachen Zusammenhänge in den Berechnungen mit den Einzelmonaten.

Natürlich finden sich auch stabile Verknüpfungen zwischen Klimaparametern und Isotopenwerten. Als Beispiele sind in der Abbildung 4-12 A) der Zusammenhang von der Mitteltemperatur (Juni bis September) zu den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ in der Lausitz oder die Beziehung zwischen relativer Feuchte und den $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ (Lausitz und Mühlensee, Abb. 4-12 C) dargestellt. Die Korrelationskoeffizienten schwanken geringfügig auf signifikantem Niveau. Besonders die letztgenannte Verknüpfung scheint stabil, trotz der Variationen in den Beziehungen der $\delta^{18}\text{O}$ zu den anderen Klimaelementen Temperatur und Niederschlag.

4.4.3 Regression der Isotopendaten mit den Klimaelementen

Grundlage für die in der linearen Regression verwendeten Klimadaten sind die aus den einflussnehmenden Monaten gebildeten Mittelwerte bzw. Summen der Klimaelemente Temperatur, Niederschlag und relative Feuchte. Unter Einbezug aller Ergebnisse von den Standorten werden die Perioden vereinheitlicht. In Tabelle 5-4 sind die zusammengefassten Klimawerte aufgeführt, die in der Regression verwendet werden.

Isotopenverhältnis	Klimaelement	Sensitive Periode
$\delta^{13}\text{C}$	Temperatur (T)	Juni – September
	Niederschlag (N)	Juli – August
$\delta^{18}\text{O}$	Relative Feuchte (h)	Mai – September
	Niederschlag (N)	Jahressumme

Tabelle 4-4: Monate, in denen die Witterungsbedingungen Einfluss auf die Isotopenverhältnisse ausüben sowie deren Summe bzw. Mittelwerte, die in der Regression zur Ermittlung der Retrofunktion verwendet werden.

Aus den vorhergehenden Untersuchungen bestimmt man eine Beziehung, zusätzlich zu den in der Tabelle 4-4 aufgelisteten, zwischen den $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ und dem Klimaelement Temperatur. Die einflussnehmende Periode wurde mit Mai bis August bestimmt. Da sich dieser Zeitabschnitt mit dem für die $\delta^{13}\text{C}$ überschneidet und man somit in einer Klimarekonstruktion keine wirklich neue Information erhält, wird auf weitere detaillierte Studien verzichtet. Ähnlich verhält es sich mit der Beziehung der Kohlenstoffisotopenwerte und der relativen Feuchte, wobei hier durch die deutlich signifikantere Korrelation von $\delta^{18}\text{O}$ zu der relativen Feuchte eine genauere Rekonstruktion zu erwarten ist.

Ausgangspunkt für die Bestimmung der Retrofunktion $T(\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}})$ – Temperaturvariationen aus Kohlenstoffisotopenverhältnissen – sind die Isotopenwerte vom Mühlensee und die lange Temperaturreihe von Potsdam. In dem vorhergehenden Kapitel wurden Instabilitäten in den Korrelationen aufgedeckt. Daher wird die Kalibration auf die Zeitabschnitte mit stabilen Beziehungen beschränkt. Als Kalibrationsperiode gilt die Zeit von 1926 bis 1992 (Ende des rapiden Anstieges der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ bis Beginn Anstau Mühlensee). Die Abbildung 4-14 zeigt die lineare Regression zwischen den beiden Größen. Der Anstieg der Aus-

gleichsgeraden beträgt $1,05 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{‰}$ ($\pm 0,16 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{‰}$). Die erhaltene Sensitivität wird auf die Werte $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ des Standortes Lausitz-unten angewendet und die Güte der Prognose durch den Vergleich mit den instrumentellen Daten abgeschätzt. Es berechnet sich eine *RGS* von 0,11. Mit der Anwendung auf die Residuen berechnen sich Temperaturvariationen. Deshalb wurde für die Darstellung 4-14 (Validierung) der Trend aus den instrumentellen Temperaturwerten entfernt und deren Variationen berechnet. Im ersten visuellen Eindruck ergibt sich eine Gleichförmigkeit des Musters. Die positiven und negativen Temperaturabweichungen schreiben die Rekonstruktionskurven gut nach. Einige abweichende Perioden springen ins Auge. Die Markanteste ist die von 1922–25, in welcher ein starker Insektenbefall [Vietinghoff-Riesch 1961] die Beziehung zwischen Temperatur und Isotopenwert störte. Damit die Temperaturspitzen besser nachvollzogen werden, wurde eine maximale Sensitivität ($2,0 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{‰}$) verwendet. Die Qualität der Schätzung liegt mit einer *RGS* von -0,15 aber im weniger guten Bereich.

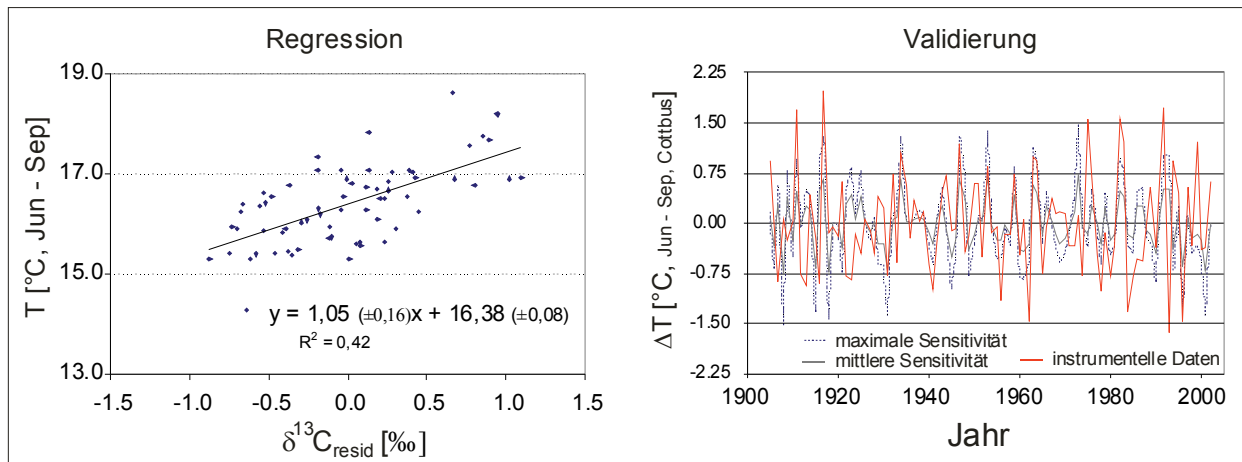


Abbildung 4-14: Die Regression der $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ von Mühlensee zur Mitteltemperatur der Monate Juni bis September (Station Potsdam). Mit den Regressionswerten und den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ des Standortes Lausitz-unten erfolgt ein Vergleich zu den instrumentell gemessenen Temperaturen von Cottbus. Für die ermittelte Sensitivität ergibt sich ein *RGS* von 0,11, mit der maximalen Sensitivität eine weniger gute Schätzung (*RGS* = -0,15).

Grundlage der Regressionsanalyse für die Bestimmung der Retrofunktion $h(\delta^{18}\text{O})$ sind die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ vom Standort Mühlensee und die instrumentellen Feuchtwerte der Station Potsdam. Für die Kalibrierung mit den Rohdaten der Sauerstoffisotopenverhältnisse wird sich wieder auf die Periode von 1926–92 beschränkt. Die in die Abbildung 4-15 eingezeichnete Ausgleichsgerade mit einer Sensitivität von $2,99 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{‰}$ erklärt 52% der Varianz der relativen Feuchte. Prüft man die Qualität der Kalibration anhand der Werte des Standortes Jena, so zeigt schon der visuelle Eindruck, dass die berechneten Werte die gemessenen Klimadaten in der Zeit vor und nach 1948 unterschiedlich gut repräsentieren. Eine *RGS* über die gesamte Periode von unter -1,25 ist nicht akzeptabel. Eine Optimierung durch eine Anpassung des absoluten Gliedes an den Mittelwert der relativen Feuchte ab 1948, führt von diesem Zeitpunkt an zu einer guten Schätzung mit einer *RGS* von 0,28. Man kann annehmen, dass die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ von Jena von Veränderungen in den Standortbedingungen beeinflusst werden. Führt man die Schätzung für die Residuen $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ und den trendbreinigten Feuchtwerten von Jena aus und berücksichtigt nur die Zeit ab 1948 (nach der auffälligen Phase 1943–47), so erhöht sich die *RGS* auf 0,35.

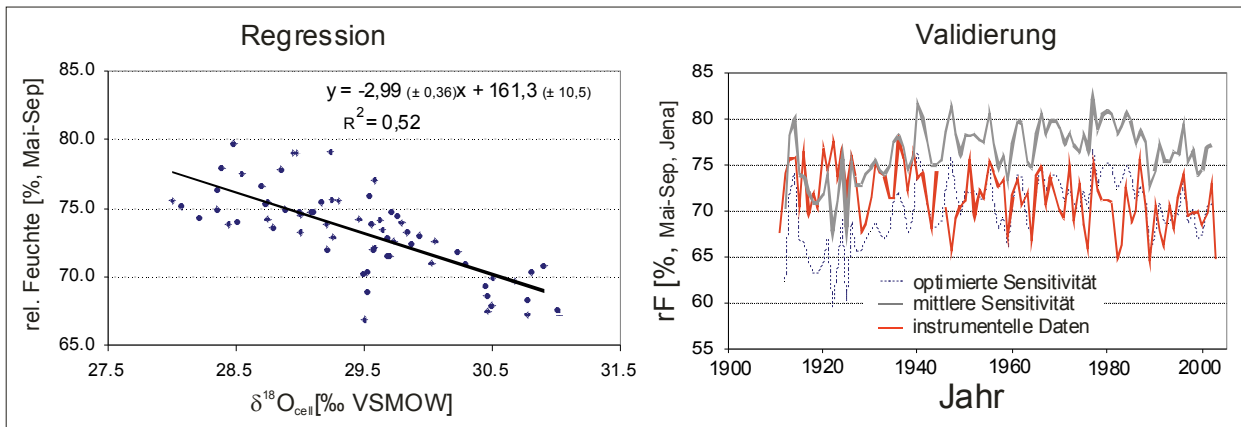


Abbildung 4-15: Die Regression der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ vom Mühlensee erfolgte zur rel. Feuchte der Monate Mai bis September (Station Potsdam). Die erhaltenen Werte werden auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ des Standortes Jena angewendet und mit den instrumentell gemessenen Werten verglichen. Ab 1948 berechnet sich ein RGS von 0,33 für die mittlere Sensitivität und für die optimierte Schätzung ein RGS von 0,35.

Das hohe Bestimmtheitsmaß in der Beziehung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ mit der relativen Luftfeuchte gibt Anlass, als Nebenresultat die Größenordnung des Dämpfungsfaktors f_D abzuschätzen. Aus Gleichung (19) erkennt man, dass sich die relative Luftfeuchte h in die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ mit einem Faktor gewichtet einprägt, der den postulierte Dämpfungsfaktor f_D enthält. Für die Abschätzung nimmt man an, die Variation der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ erfolgt nur durch die Veränderungen von h . Aus den Standardabweichungen der relativen Feuchte, gemessen in Potsdam, und der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ am Standort Mühlensee, ohne die Werte ab 1993, welche rund 4,31% bzw. 0,84‰ betragen, errechnet sich ein Dämpfungsfaktor f_D von rund 0,53, wenn man e^* mit 10,1‰ und e_k mit 26,5‰ abschätzt. Dieser Wert liegt etwas über der von Anderson et al. [2002] kalkulierten Größenordnung, welche er im Bereich von 0,29 bis 0,49 angibt. Waterhouse et al. [2002] ermittelte ebenfalls einen etwas niedrigeren Dämpfungsfaktor mit $f_D = 0,46$. Der hier berechnete Wert unterscheidet sich von diesen beiden Arbeiten durch die vereinfachten Annahmen und dadurch, dass die Variationen im Quellwert $\delta^{18}\text{O}_s$ nicht berücksichtigt werden.

Die Kalibration der Niederschlagssumme mit den Isotopendaten ist ungleich schwieriger und ungenauer als die von Temperatur und relativer Feuchte. Schon die Betrachtungen in den ersten beiden Abschnitten dieses Kapitels zeigten die anfälligen Beziehungen. In Abbildung 4-16 wird die beste Regression aller Standorte vorgestellt. Die Rohdaten $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ von Jena erklären, ohne die Werte von 1943–47, 24% der Varianz der jährlichen Niederschlagssumme. Für die Validierung der Koeffizienten wird die Sensitivitäten von -63,4 mm/‰ auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ von den Lausitzer Standorten angewendet. Gute Schätzungen mit positiven RGS ergeben sich sowohl für den trockenen (0,10) als auch feuchten (0,17) Standort, wobei die Abbildung 4-16 (Validierung) die berechneten Niederschlagssummen aus den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ des unteren Standortes zeigt. Für eine bessere Prognose der Niederschlagsspitzen wurde versucht die Sensitivität zu optimieren ($S_{\text{NNO}} = -110 \text{ mm/‰}$), jedoch liegt die Güte der Schätzung mit einer RGS von -0,07 im weniger guten Bereich. Das bedeutet, dass mit der mittleren Sensitivität die Rekonstruktion normaler jährlicher Niederschlagsmengen gelingt, aber extreme Ereignisse weniger gut erfasst werden.

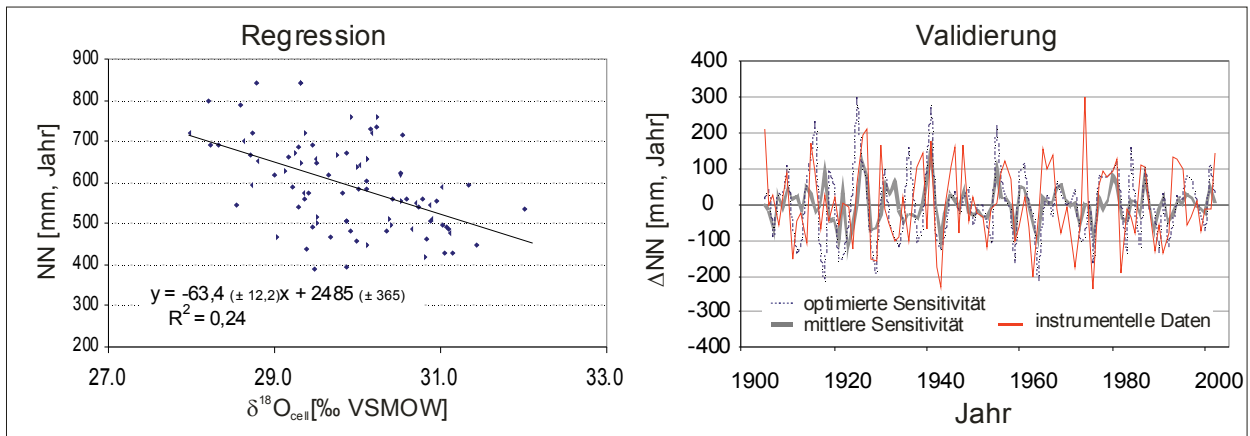


Abbildung 4-16: Die Regression der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ mit der jährlichen Niederschlagssumme erfolgte für den Standort Jena. Die Anwendung der Regressionswerte auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ des unteren Lausitzer Standortes ergibt eine gute Schätzung ($RGS = 0,17$), wobei der Vergleich zu den detrendeten Niederschlagsdaten erfolgte. Mit einer höheren Sensitivität werden visuell die Spitzen besser nachgezeichnet, aber ein negativer RGS berechnet.

Die Unsicherheit in der Berechnung mit den jährlichen Niederschlagsdaten könnte durch die Kalibration der sommerlichen Summe (Juli und August) mit den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ verringert werden. Im Durchschnitt fielen während diesen beiden Monaten, in der Referenzperiode des Klimas von 1961 bis 1990, ca. 25% der jährlichen Gesamtmenge (Station Cottbus); dies würde somit einen Teil der Variationen erklären. Wendet man die Kalibration auf die Daten in der Lausitz an ($S_{\text{NNO}} \approx -40 \text{ mm}/\text{‰}$), so resultiert ein Ergebnis von geringer Qualität. Es werden negative RGS berechnet, die für geringer werdende Sensitivitäten ansteigen und gegen Null tendieren. Das bedeutet, dass die beste Validierung der Kalibration erhalten wird, wenn die ermittelte Funktion unempfindlich ist. Somit funktioniert eine sichere Rekonstruktion des sommerlichen Niederschlags nicht und man erreicht keine Verbesserung der Aussage über die jährliche Gesamtmenge.

Die Berechnung von relativer Feuchte und jährlicher Niederschlagssumme aus dem gleichen Isotopenparameter lässt eine Korrelation zwischen beiden Klimaelementen vermuten. In der Tat besteht dieser. Zum Beispiel errechnet sich für die Daten der Station Jena ein signifikanter ($p < 0,01$) Korrelationskoeffizient von $r = 0,33$. Für die Rekonstruktionen ist es in erster Näherung unerheblich, ob das Klimaelement in einem direkten kausalen Zusammenhang zum Isotopenwert steht oder die Beziehung über eine dritte Größe erfolgt. Wichtig ist, dass das Postulat IV gilt und Ein- und Ausgangssignal miteinander verknüpft sind. Zwischenschritte der Verknüpfung sind genauso unbedeutend wie der Weg über ein anderes Klimaelement. In dem oben genannten Fall deuten niedrigere $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte auf eine höhere relative Luftfeuchtigkeit hin, die auch durch mehr Niederschlag verursacht sein kann.

4.5 Beschreibung der spätglazialen Isotopenchronologien

Eine repräsentative Isotopenchronologie sollte mehrfach belegt sein. Mindestens eine dreifache Belegung wurde für 586 Jahre erreicht, eine doppelte in 183 Jahren. Eine Lücke in den Jahren 1483 bis 1487 (LG1) wurde durch eine Kiefer aus Lohsa, gefunden außerhalb der Ausgrabungsstätte Reichwalde, geschlossen. Kurzzeitige Einfachbelegungen treten am Beginn und am Ende der Chronologie, sowie in Bereichen mit Fünfjahresblöcken in den Zeitabschnitten 1417–21 (LG1) und 1605–09 (LG1) auf.

Die ältesten Bäume der Chronologie stammen vom Großteich Ost (Abb. 4-17). Es sind sechs Kiefern, die den Zeitraum von 1193 bis 1388 überdecken. Weitere fünf Bäume werden der Fundstelle West zugeordnet. Aufgrund eines fehlenden Grabungsbefundes kann man den Baum 33 nicht exakt zuordnen. Hier

erfolgte die Zuordnung zum Teilbereich Ost über die Angabe zur Stellung innerhalb der „Late Glacial Chronology“. Kiefern aus der Fundstelle Neuteich belegen den jüngsten Zeitabschnitt der Chronologie. Die Isotopenzeitreihen der geographischen Bereiche überlappen in einem ausreichenden Maße. Die Bereiche Großteich Ost und West belegen 45 Jahre gemeinsam. Zwischen den Bereichen West und Neuteich überlappen 108 Jahre.

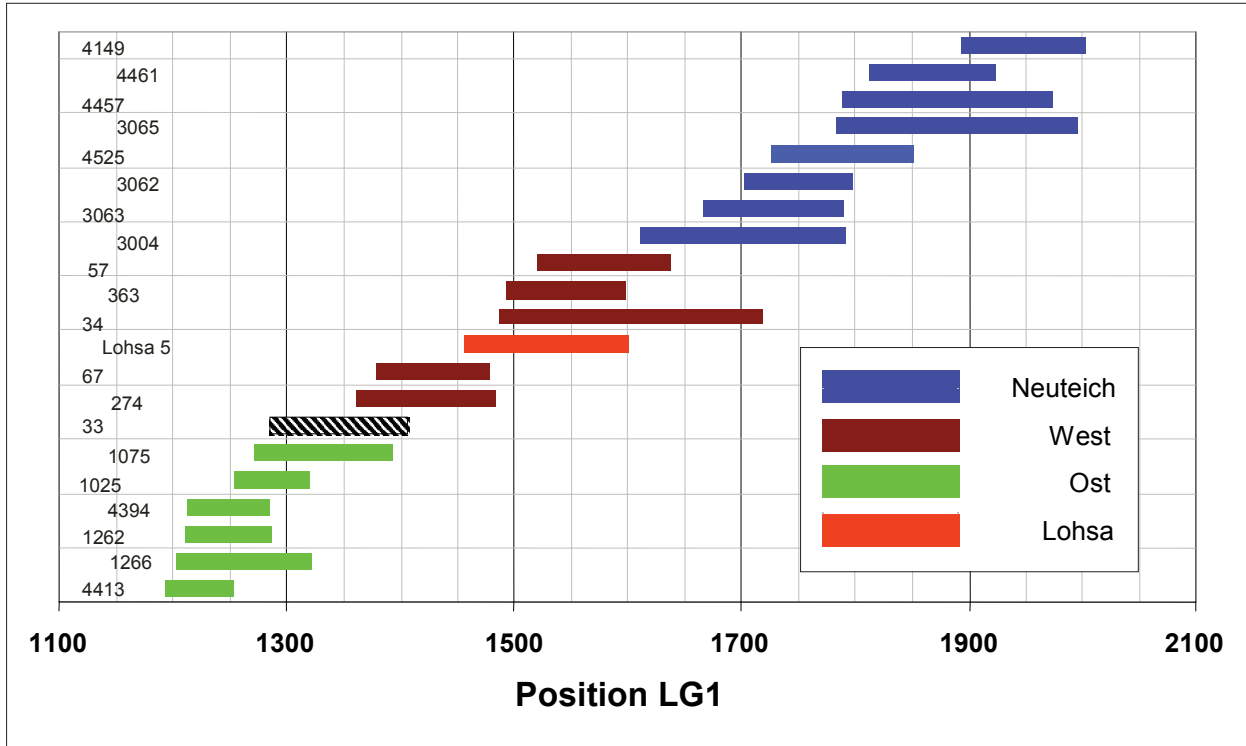


Abbildung 4-17: Belegung der Isotopenchronologie und Zuordnung der Proben zu den Fundstellen. Der Baum 33 (gestrichelt gezeichnet) kann nicht gesichert zugeordnet werden.

Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ - und $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Rohwertserien der einzelnen fossilen Bäume zeigen die Abbildungen 4-18 und 4-19. Aufgrund der großen Datenmenge und des Zeitfensters sind die einzelnen Serien kaum zu erkennen. Auffällig sind eher die aus der Menge abweichende Punkte. In den Darstellungen der Kohlenstoffisotopenverhältnisse ragen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ von den Proben 4457 und Lohsa 5 heraus, die über den Kurven der anderen Bäume, und 1262, dessen Werte unterhalb liegen. In der Abbildung der Sauerstoffisotopenverhältnisse fallen die deutlichen Ausreißer zu niedrigeren Werten auf, die im Baum 33 gehäuft auftreten (Abb. 4-19). Dieser Baum konnte aufgrund des wenigen Probematerials nicht erneut dem erweiterten Präparationsverfahren unterzogen werden, und somit sind diese Proben ein weiteres ausgezeichnetes Beispiel dafür, welche Effekte die braunen Verunreinigungen in den $\delta^{18}\text{O}$ bewirken können. Neben diesen einzelnen Ausreißern liegt die Serie der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ des Baumes 1262 unterhalb der anderen Kurven.

In der weiteren Betrachtung von Abbildung 4-18 und 4-19 stellt man fest, dass die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ der einzelnen Individuen über einen längeren Zeitraum in einem Band verlaufen, dessen Breite von der Größe der Jahr-zu-Jahrvariationen bestimmt wird. Somit stimmen die Serien der Isotopenwerte, außer von denen der oben genannten Bäume, im absoluten Betrag recht gut überein. Abweichend von dieser Beobachtung erkennt man in beiden Isotopenverhältnissen eine größere Differenz zwischen den Einzelserien im Abschnitt von ca. 1650–1850 (LG1), auf die später detaillierter eingegangen wird.

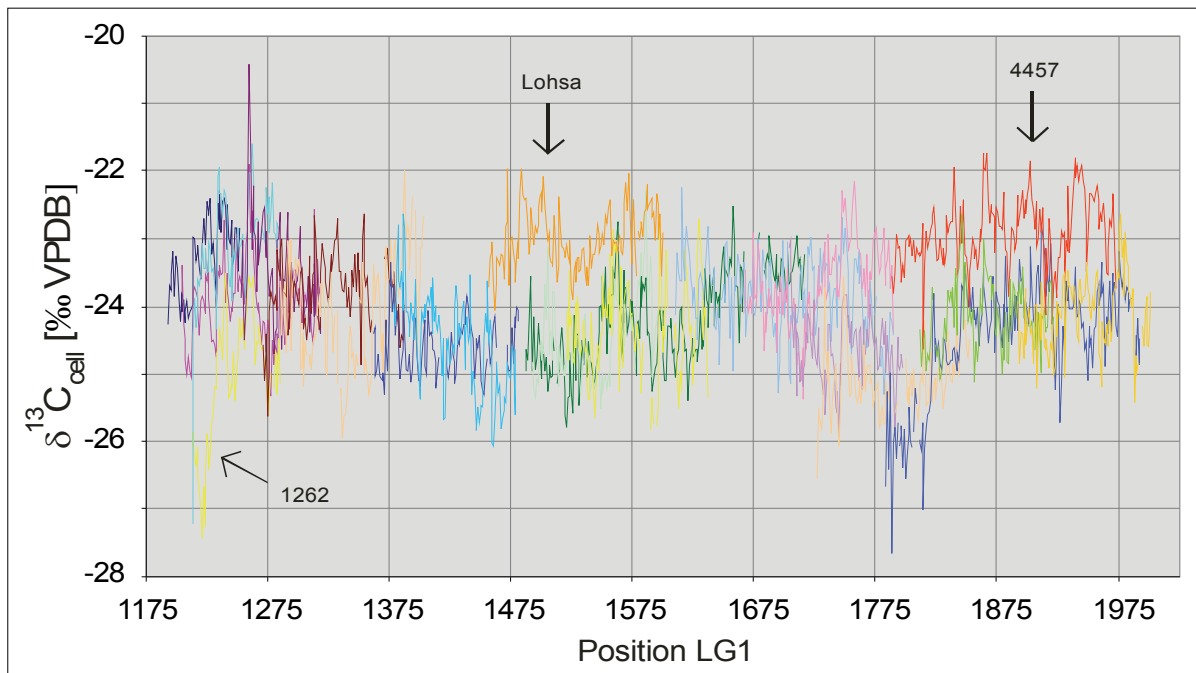


Abbildung 4-18: Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Rohwertserien verlaufen in einem Band, aus dem sich die Proben 1262, Lohsa und 4457 abheben. Größere Unterschiede zwischen den Belegungen stellt man visuell im Zeitabschnitt von ca. 1650 bis 1850 (LG1) fest.

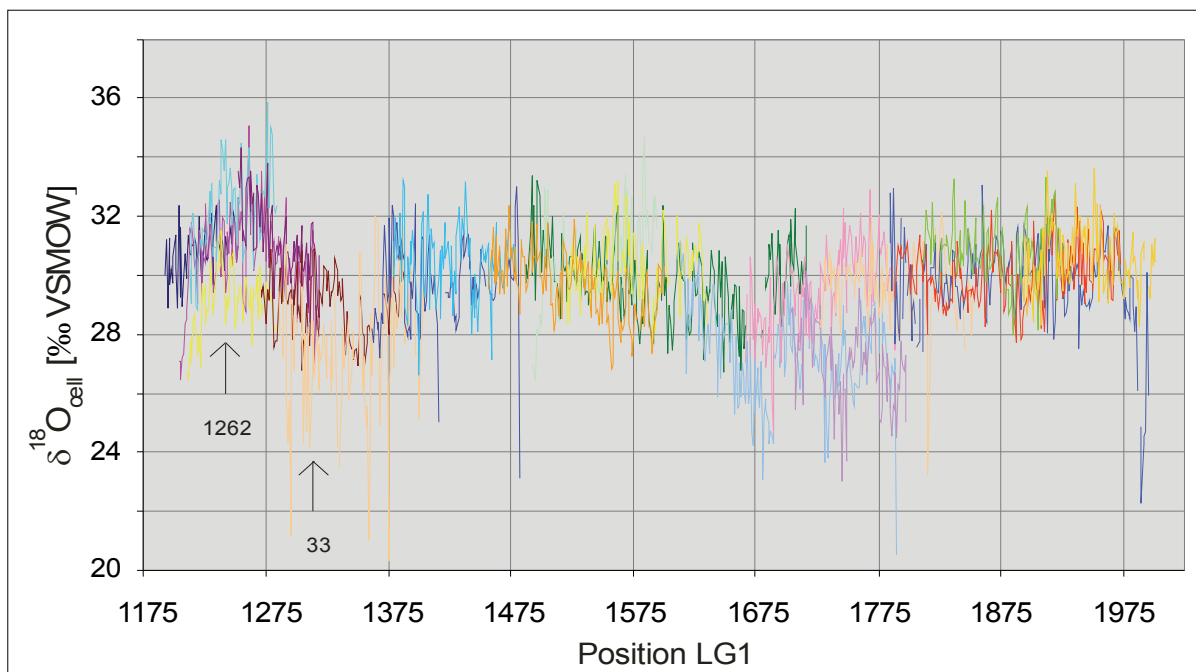


Abbildung 4-19: Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Rohwertserien verlaufen in einem Band, aus dem sich die Werte der Proben 1262 und 33 abheben. Vereinzelte Ausreißer zu niedrigen Werten anderer Kiefern werden durch Verfärbungen in der Cellulose bewirkt. Eine größere Differenz zwischen den Einzelserien stellt man im Abschnitt von ca. 1650–1850 (LG1) fest.

Die Zeitreihen der Isotopenverhältnisse, erhalten von den einzeln gemessenen fossilen Kiefern, können in die Residuen und in den langfristigen Trend aufgesplittet werden. Mit dieser Teilung wird es möglich die Residuen der $\delta^{18}\text{O}$ zu denen der $\delta^{13}\text{C}$ in Beziehung zu setzen. Im Folgenden werden die Muster der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ zu den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ -Beziehungen der fossilen Kiefern dargestellt.

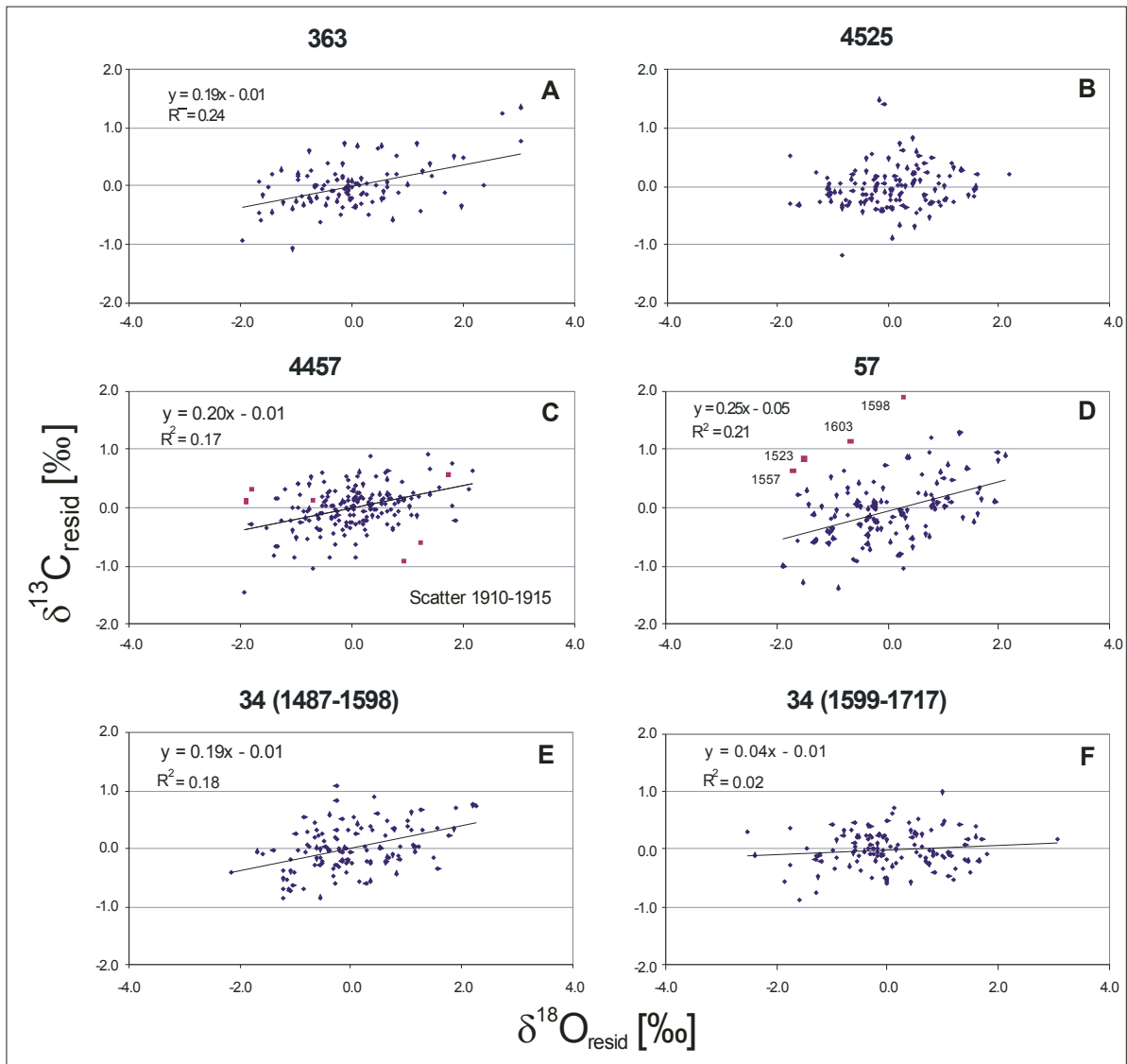


Abbildung 4-20: Die $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ korrelieren mit den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ sowohl signifikant ($p < 0,05$; A, 363, E, 34 von 1487–1598) als auch nach Entfernen einiger Ausreißer, die in Perioden (C, 4457) als auch gestreut (D, 57) auftreten können. In einigen wenigen Proben bestimmt man keine signifikante Korrelation zwischen den Residuen (B, 4525, 34 von 1599–1717).

Einige wenige Kiefern besetzen die extremen Positionen der möglichen Beziehungen, dem eines signifikanten Zusammenhanges (363 und 4461) und dem von keinerlei Verknüpfung (4525 und Lohsa 5). In der Abbildung 4-20 (A und B) sind beide Möglichkeiten jeweils an einem Beispiel dargestellt. Weit öfter stören einige wenige Ausreißer den Zusammenhang, wobei es schwierig ist, diese zu erfassen. Es fehlt an einem Kriterium, anhand dessen ein Messwert zu der Gruppe der streuenden Punkte zugeordnet werden kann. Im Beispiel von 4457 werden die weit abseits liegenden Punkte als Ausreißer definiert und man kann sie dann der Periode von 1910–1915 (LG1) zuordnen (Abb. 4-20 C). Eine solche klare zeitliche Zuordnung tritt selten auf. Häufiger sind visuell offensichtliche Ausreißer zu erkennen, die unterschiedlichen Jahren betreffen, wie die Abbildung 4-20 D) am Beispiel von 57 zeigt. Ein eigenartiges Ergebnis sei noch angeführt, das von der langen Messreihe des Baumes 34 mit 231 Probejahren. In der ersten Hälfte seines Lebens (1487–1598 LG1) besteht eine signifikante Korrelation zwischen den Residuen, die jedoch in den späteren Jahren (1599–1717 LG1) verschwindet.

Mit dem Wissen über die Auswirkungen der Verfärbungen in den Proben, wodurch niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gemessen werden, lag die Vermutung nahe, dass die Ausreißer durch diesen Effekt verursacht werden. Im Umkehrschluss könnten dann verfälschte Messwerte durch eine visuelle Kontrolle (bräunliche Cellulose und abweichender Punkt in der Residuenbeziehung) bestimmt und vor einer Chronologiebildung ausgesondert werden. Die obige Annahme bestätigte sich nur für einen Teil der Ausreißer und konnte somit nicht verallgemeinert werden, zumal durch die veränderte Präparation auch eine geringere Beeinflussung auftreten sollte. Somit muss eine weitere Ursache für die Ausreißer in der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ zu $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ Beziehung vorliegen. Die Untersuchung von diesem Effekt könnte dann interessant sein, wenn man die Ausreißer unabhängig vom Probebaum gleichen Jahren bzw. Perioden zuordnen könnte.

Aus der Betrachtung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ zu den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ Beziehungen kann man sicher schlussfolgern:

- es existieren fossile Probebäume mit einem signifikanten Zusammenhang,
- einige Proben, bei denen eine Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ und $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ vermutet werden kann,
- eine Mehrheit mit klar erkennbaren und erklärbaren Ausreißern, und
- zwei Probebäume, bei denen kein Zusammenhang besteht.

Aus der Menge der erkennbaren Ausreißer fallen einige markante Jahre auf. Diese sind die Zeitabschnitte auf der LG1 von 1257–1262, 1380–1387, 1746–1750, 1784–1791, sowie 1910–1916 und die beiden Jahre 1990/91.

Die Anstiege der Regressionsgeraden von den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ über den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ sind alle nicht negativ und im Wertebereich von 0 ‰/‰ {Baum 4525} bis 0,25 ‰/‰ {Baum 1075}. Entfernt man die offensichtlichen Ausreißer, so liegen die meisten Anstiege ($n = 17$) der Residuenbeziehung im Intervall von 0,15 ‰/‰ bis 0,22 ‰/‰. Dieser Bereich deckt sich mit den Ergebnissen der Studien an den rezenten Kiefern der Untersuchungsgebiete Lausitz und Jena. Der steilere Anstieg der Regressionsgeraden von $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ zu $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ aus den Kiefern vom Mühlensee wird bei den fossilen Bäumen nicht beobachtet.

Eine zu enge Verbindung zwischen den Residuen wäre für Klimarekonstruktionen ungünstig, da aus möglichst vielen unabhängigen Proxydaten verschiedene klimatische Größen rekonstruiert werden sollen. Beeinflusst nur ein externer Faktor die kurzzeitigen Variationen beider Isotopenverhältnisse, so lässt sich auch nur dieser rekonstruieren. Die Bestimmtheitsmaße bis maximal 0,24 in den Proben von Reichwalde deuten auf die Wirkung von einem gemeinsamen Parameter hin, lassen aber noch genügend Raum für den Einfluss weiterer unabhängiger Größen.

Als nächstes soll **die Vorgehensweise beim Aufbau der Chronologien** erläutert werden. Dabei werden zuerst die Zeitreihen der Residuen von den einzelnen Bäumen auf ihre Ähnlichkeit hin überprüft. Als Maß wird die Gleichläufigkeit und der Pearson-Korrelationskoeffizient verwendet. Mit diesem Test können, unter Annahme eines übergeordneten Signals, Fehler in der Datierung und der nachfolgenden Probenbearbeitung, festgestellt und korrigiert werden. Besonders gut eignen sich hierfür die Sauerstoffisotope (falls die Proben nicht verfärbt sind), die, wie die Studien an den rezenten Kiefern zeigten, über eine große Bandbreite der Standortcharakteristika und räumlicher Distanz eine hohe Ähnlichkeit aufweisen.

Im zweiten Schritt erfolgt eine Überprüfung der langfristigen Trends. Einen typischen Einfluss des Alters, wie die Jahrringbreiten, besitzen Isotopenzeitreihen nicht, sie können jedoch juvenile Trends aufweisen (siehe dazu auch die Diskussion im Kapitel 5.4). Dieser wird durch den Vergleich mit den Werten anderer Bäume ermittelt und entfernt. Weicht der Verlauf des langfristigen Trends eines Baumes weiterhin deut-

lich in seinem Verlauf von dem der anderen Belegungen ab, so ist die Ursache dafür zu suchen. In den meisten Fällen wurden Abweichungen durch einzelne stark divergierende Werte verursacht. Unter Berücksichtigung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ zu $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ -Beziehung und ob die Probe verfärbt war (niedrige Sauerstoffisotopenverhältnisse), werden die Abweichungen als Ausreißer definiert und aus der Zeitreihe entfernt. Anschließend werden der Trend sowie die Residuen neu berechnet und die Prozedur von oben wiederholt.

Der langfristige Trend der Isotopenzeitreihen kann durch verschiedene Ursachen auf unterschiedlichen Niveaus liegen. Im nächsten Schritt der Chronologiebildung werden diese Niveaus für eine klimatische Interpretation angeglichen. Dies ist ein sehr problematischer Vorgang und kann nur bei einer mindestens dreifachen Belegung und mit eindeutigen Indizien für ein standortbedingtes Abweichen des Niveaus erfolgen. Ein willkürliches Angleichen könnte die Klimainterpretation stark beeinflussen.

Im letzten Schritt wird die Chronologie aus den korrigierten Daten als Mittelwert eines jeden Jahres gebildet. Die Fünfjahresblöcke werden dabei nicht berücksichtigt. Vor der Mittelung erfolgt eine Überprüfung der Tendenzen des langfristigen Verlaufs der Zeitreihen. Unter Berücksichtigung der Zielsetzung – klimatische Interpretation – müssten die Trends von jeder Belegung zum gleichen Zeitpunkt in eine ähnliche Richtung verlaufen. Sollten diese voneinander abweichen, so kann kein eindeutiger Verlauf der Chronologie angegeben werden, denn durch die Mittelung würden Divergenzen beseitigt. In einem solchen Fall werden für die Diskussion verschiedene Varianten der Chronologie angeboten. Im Prinzip wird diese Vorgehensweise schon für die Korrektur der Daten verwendet, nur dass man den abweichenden Trend als juvenilen Effekt definiert und entfernt.

Nachfolgend wird an einigen Beispielen die Vorgehensweise erläutert. Im ersten Beispiel (Abb. 4-21 A) werden in die Zeitreihe der Residuen $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ der Probe 1262 die Jahre 1221 und 1222 eingefügt und beide Teile um ein Jahr verschoben. Die Gleichläufigkeit gegenüber dem Mittelwert der anderen Belegung steigt von 0,48 auf 0,68 und der Korrelationskoeffizient von 0,13 auf 0,5. Eine gleichzeitige Erhöhung beider Parameter in der Zeitreihe $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ und schmale, undeutliche Jahrringe in diesem Zeitbereich (ohne Abbildung) sind ein weiteres Indiz dafür, dass die Korrektur gerechtfertigt ist. Diese Form der Korrektur erfolgte an zwei weiteren Proben (363 und 4525).

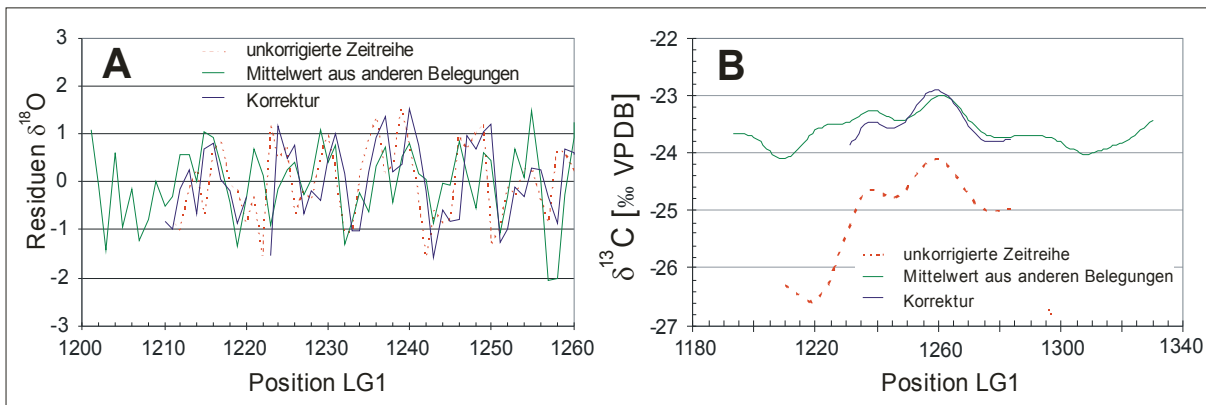


Abbildung 4-21 A: Einfügen der Jahre 1221 und 1222 in die Zeitreihe der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ und Verschieben beider Teile um ein Jahr. Die Ähnlichkeit der Kurve zu dem Mittelwert aus den anderen Belegungen erhöht sich substantiell (Glk von 0,48 auf 0,68). B zeigt die Angleichung des Wertenniveaus und Entfernung des juvenilen Trends.

Die angewendete Prozedur setzt voraus, dass sich im paarweisen Vergleich der Zeitreihen mit einer ausreichenden Überlappung signifikante Gleichläufigkeiten ergeben. Dies war nicht immer gegeben und erschwerte die Chronologiebildung, denn es blieb unklar, ob ein Datierungsfehler vorliegt oder sich ein individueller Verlauf zeigt. Dieses Problem konnte gelöst werden, wenn neben der rechnerischen Größe

eine visuelle Kontrolle vorgenommen wurde. Man erkannte, ob gegenläufige Schwankungen vorliegen oder nur geringe Abweichungen in der Richtung von Jahr zu Jahr. Die Dendrochronologie hält für dieses Problem weitere mathematische Größen bereit, die hier aber aufgrund der geringen Belegung nicht angewendet werden können.

Das nächste Beispiel zeigt den langfristigen Verlauf der Probe 1262 mit einem deutlichen juvenilen Trend in der $\delta^{13}\text{C}$ -Zeitreihe von 1210 bis 1232 (LG1, siehe Abb. 4-21 B). Zusätzlich sind die späteren Werte um ca. 1,2‰ niedriger als die der Mittelkurve der anderen Kiefern (dreifache Belegung). Somit werden die ersten 23 Jahre in der späteren Chronologiebildung nicht berücksichtigt und die verbleibenden Werte auf ein höheres Niveau angehoben. Die Ähnlichkeit zwischen den langfristigen Trends deutet darauf hin, dass die Schwankungen auf diesem Level klimatisch bedingt sind und somit die Anhebung gerechtfertigt ist. Weitere Angleichungen der Wertenniveaus erfolgte in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Probe 4457 (Neuteich) und Lohsa 5 sowie in der $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihe der oben genannten Probe 1262.

Die Aufteilung der Ausgrabungsstätte Reichwalde in verschiedene geographische Fundstellen (Abb. 3-1) ließ vermuten, dass durch mögliche Standortunterschiede jeweils ein Niveausprung auftritt. Es zeigte sich jedoch, dass in den Überlappungszeiträumen die Isotopenwerte von Kiefern unterschiedlicher Bereiche immer auf gleichem Wertenniveau liegen. Somit benötigt man keine schwierig zu realisierende Anpassung der Teilbereichschronologien.

Als ein besonderer Fall erscheint der Einbau des Baumes aus der Fundstelle Lohsa. Diese Kiefer soll die Lücke von 1483 bis 1487 (LG1) in der Reichwalder Chronologie schließen. In den Residuen beider Isotopenzeitreihen unterscheidet sich der Baum unwesentlich von denen aus dem Fundort Großteich West. Die Sauerstoffisotopenwerte sind vor und nach der Lücke auf vergleichbarem Niveau zu den Mittelwerten der anderen Kiefern. Dagegen liegen die Kohlenstoffisotope auf einem etwa 1,5‰ positiverem Niveau. Die Ähnlichkeit der Residuen im Überlappungszeitraum ermöglichen den Lückenschluss durch ein Anpassen des $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Niveaus. Mit der Niveauangleichung wird einem Sprung in der Chronologie, während der Einzelbelegung, entgegen gewirkt. Noch zu bemerken sei, dass man aus Studien an rezenten Kiefern weiß, positivere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte werden an Kiefern von trockenen Standorten gemessen und somit müssten in Lohsa gegenüber Reichwalde trocknere Standortbedingungen vorgelegen haben.

Die resultierende $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie aus den fossilen Kiefern von Reichwalde beginnt mit einem leichten Anstieg, bis im Jahre 1260 (LG1) das absolute Maximum von -21,72‰ erreicht wird (Abb. 4-22). Dieses Jahr stellt auch in den einzelnen Bäumen einen maximalen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert dar. Danach fallen die $\delta^{13}\text{C}$ sukzessive bis zum lokalen Minimum des langfristigen Trends um 1460 (LG1). In diesem Zeitabschnitt fällt ein deutlicher Niveausprung ab 1390 (LG1) auf, der den Rückgang verstärkt. Ab 1550 (LG1) steigen die $\delta^{13}\text{C}$ langfristig wieder an.

Beim Aufbau der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie konnte für die Periode von 1718 bis 1852 (LG1) kein eindeutiger Verlauf bestimmt werden. Der langfristige Trend von jeweils zwei Kiefern unterscheidet sich in seiner Tendenz und im Niveau. Somit teilt sich die $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie ab 1718 (LG1) einmal in einen steigenden (Chronologie 1, Proben 3004, 3063 und später 4457, 4461) und in einen fallenden Ast (Chronologie 2, Proben 3062, 4525). Auf dem niedrigeren Niveau setzen die Werte der Probe 3065 ein und werden somit zur Chronologie 2 zugeordnet. Nach der gemeinsamen Trendumkehr um 1800 steigt der untere Ast stärker an und nähert sich den Werten von Chronologie 1. Ab 1852 verlaufen beide wieder auf dem gleichen Niveau. Um diesen schwanken die $\delta^{13}\text{C}$ bis zum Ende der Chronologie, an dem einige niedrige Werte bestimmt wurden.

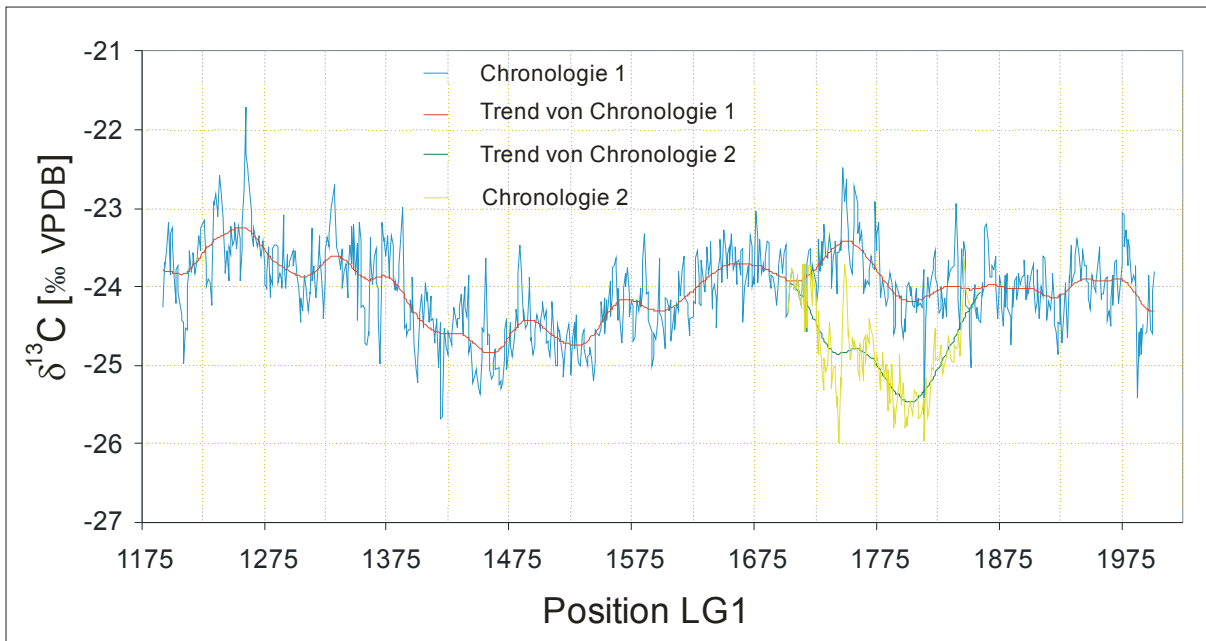


Abbildung 4-22: Die $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie mit dem 51-jährig gaussgewichteten Trendwert teilt sich 1717 (LG1) in einen höheren Ast (Chronologie 1) und einen niedrigeren Ast (Chronologie 2) auf.

Das Maximum des Trends der Kohlenstoffisotopenverhältnisse beträgt $-23,24\text{‰}$ und das Minimum in der ersten Chronologie $-24,85\text{‰}$. Das Minimum im zweiten Ast liegt um $0,6\text{‰}$ niedriger bei $-25,45\text{‰}$. Der langfristige Trend variiert somit um $1,6\text{‰}$ bzw. $2,2\text{‰}$. Dieser wird von den Jahr-zu-Jahrschwankungen überlagert, welche mit einer Standardabweichung von $0,35\text{‰}$ um den Trend normalverteilt (DAVID-Test mit $p < 0,005$) sind (Abb. 4-23). Die Amplitude der kurzfristigen Schwankungen beträgt $0,65\text{‰}$. Der Isotopenwert von $\delta^{13}\text{C}$ der Atmosphäre wird für das Spätglazial von Smith et al. [1999] mit $-6,8\text{‰}$ angegeben. Daraus errechnet sich aus dem Mittelwert von $-24,02\text{‰}$ der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie eine Diskriminierung von $17,22\text{‰}$.

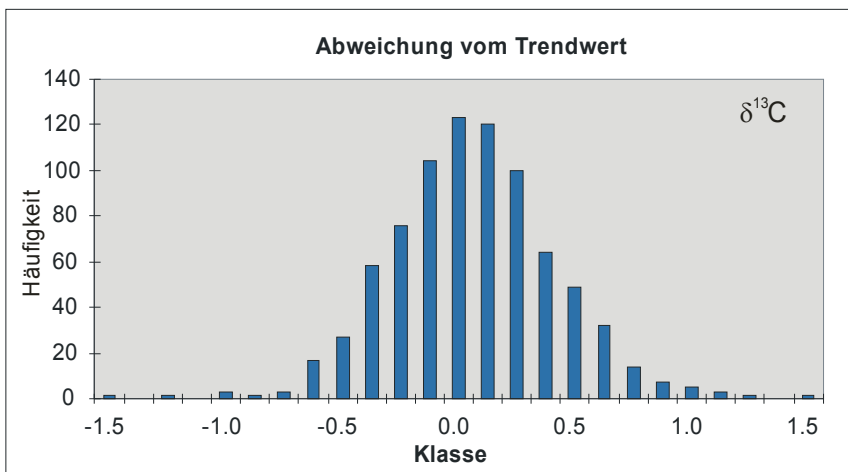


Abbildung 4-23: Die Verteilung der Jahr-zu-Jahrschwankungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um den Trendwert. Die Werte der Klasse geben deren Mittelpunkt bei einer Breite von $0,125\text{‰}$ an.

Ausgehend von einem lokalen Minimum mit $28,16\text{‰}$ im Jahre 1205 (LG1) steigt die **resultierende Chronologie der Sauerstoffisotopenverhältnisse** innerhalb von 50 Jahren zu ihrem absoluten Maximum von $32,94\text{‰}$ an (Abb. 4-24). Danach fällt der langfristige Trend, mit zwei deutlichen Einbrüchen um 1281 und 1340 (LG1), auf ein lokales Minima von $28,29\text{‰}$. Diesem folgt ein rascher Anstieg bis 1380 (LG1). Ab diesem Zeitpunkt schwanken die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ langfristig bis etwa 1600 (LG1) gering. Danach fallen die Werte sukzessive.

Nach den oben beschriebenen Korrekturen lagen bis auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ der Proben 3004 und 3062 die Kurven der einzelnen fossilen Kiefern auf einheitlichem Niveau. Der langfristige Trend dieser beiden Kiefern unterscheidet sich gegenüber dem von den anderen Belegungen in seinem Verlauf und Niveau (Abb. 4-19). Somit konnte ab 1650 (LG1) kein eindeutiger Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie bestimmt werden. Die Werte von den Kiefern 3004 und 3062 bilden einen niedrigeren Ast, die Chronologie 2, und alle anderen die Chronologie 1. Von 1650 bis 1717 (LG1) verlaufen die Trends in beiden Ästen zueinander ähnlich und erst danach teilen sie sich in einen abfallenden und einen steigenden Verlauf auf.

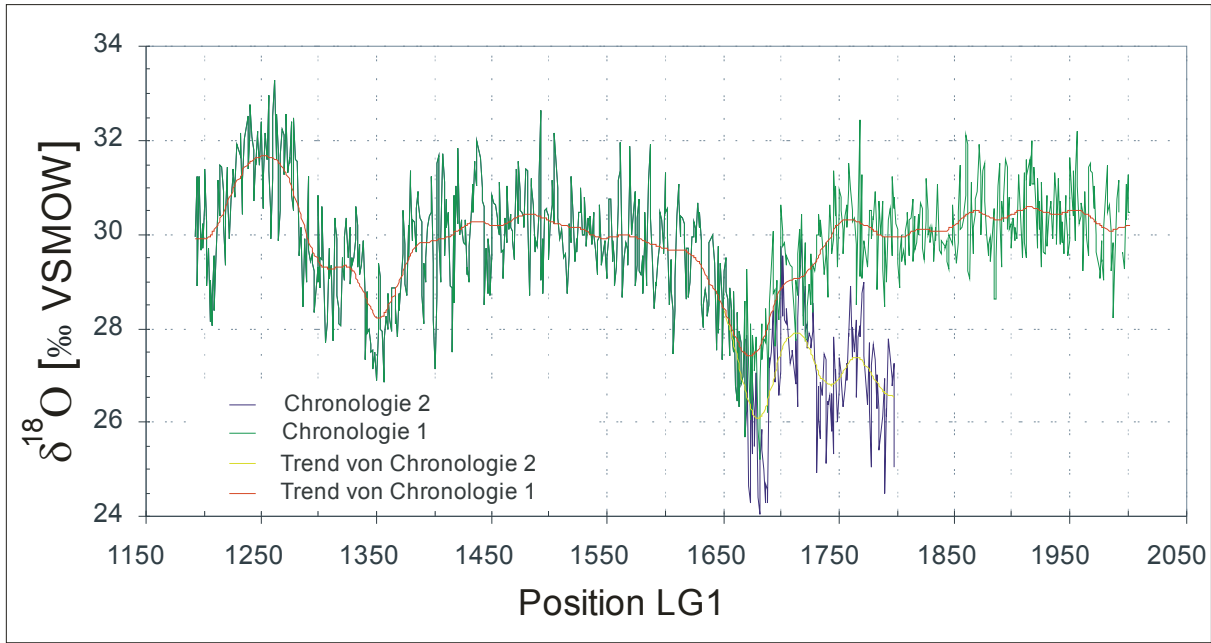


Abbildung 4-24: Die $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie mit dem 41-jährig gaussgewichteten Trendwert

Der Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Chronologie 1 beträgt 29,91‰. Das Maximum im langfristigen Trend beträgt 31,66‰ und das Minimum 27,60‰. Für den Trend im niedrigeren Ast liegt das Minimum bei 26,12‰. Somit sind die langfristigen Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Chronologie mit ca. 4,06‰ (bzw. 5,5‰) größer als die der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Chronologie mit 1,6‰ (bzw. 2,2‰).

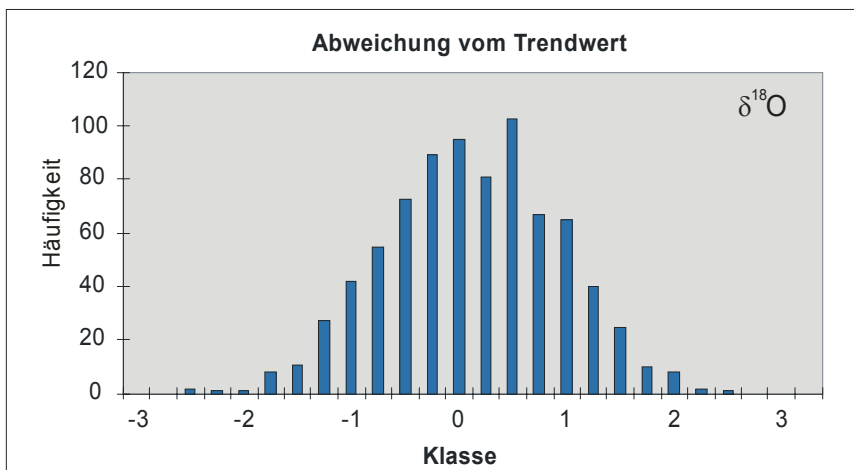


Abbildung 4-25: Die Verteilung der Jahr-zu-Jahrschwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um den Trendwert. Die Werte der Klasse geben deren Mittelpunkt bei einer Breite von 0,5‰ an.

Dem langfristigen Trend sind die Variationen von Jahr zu Jahr mit einer Amplitude von 1,52‰ überlagert. Die Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Residuen beträgt 0,81‰ und ist somit deutlich geringer als die Schwankungen des langfristigen Trends. Die Prüfung der Daten auf Normalverteilung zeigt, dass diese

auf dem 10% Irrtumsniveau ($p < 0,1$) normalverteilt sind. Die geringere Signifikanz gegenüber den Residuen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wird durch die Abbildung 4-25 verdeutlicht.

Das geringe Signifikanzniveau des Tests auf Normalverteilung könnte eventuell dadurch verursacht sein, dass durch einzelne negativere Ausreißer in den $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ der Trend negativer berechnet wird und somit die Residuen etwas positiver. Dieser Mechanismus könnte die Verschiebung der Häufigkeit in der positiven Hälfte des Histogramms erklären. Da die jährlichen Klimawerte (von T und h) um einen Mittelwert normalverteilt schwanken, sind, wie schon oben erwähnt, während der Klimarekonstruktion mit Sauerstoffisotopen die Zeitabschnitte mit verfärbten Proben besonders kritisch zu überprüfen.

Ziel der Erstellung der Chronologien ist es, die Verhältnisse stabiler Isotope als Proxydaten für eine Klimarekonstruktion des Spätglazials zu gewinnen. Für die Isotopenchronologien von Reichwalde lassen sich daraus die Fragen ableiten: Wie gut repräsentiert der gemessene Wert des einzelnen Baumes den Bestandswert und wie gut ist die Klimainformation in der Chronologie gespeichert?

Um einschätzen zu können, wie stark individuelle Faktoren einen Einfluss auf die Isotopenchronologie haben könnten, wurden die spätglazialen Kiefern einzeln gemessen und dann gemittelt. Durch die Mittelung werden Differenzen, z. B. durch Zufälligkeiten verursacht, ausgeglichen. Im besten Fall sollten die Datensätze homogen sein und für jeden Einzelbaum für das gleiche Jahr derselbe Wert gemessen werden. Es zeigt sich jedoch, dass die Werte einzelner Bäume durch juvenile Trends oder eventuellen Standorteinflüssen deutlich von dem Mittelwert, gebildet aus den anderen Belegungen zum selben Zeitpunkt, abweichen können. Durch ein Angleichen der Niveaus konnte dies korrigiert werden. Gleichzeitig erfolgte anhand der Isotopenwerte, und wie aus Studien an den rezenten Kiefern bekannt ist, sind hier insbesondere die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gut geeignet, eine Datierung der Messwerte von Einzelproben gegenüber den anderen Belegungen. Diese beiden nachträglichen Korrekturen sind in von vorneherein gepoolten Proben nicht mehr möglich. Deshalb war die Entscheidung Einzelbaummessungen durchzuführen, auch wenn damit ein wesentlich höherer Aufwand verbunden ist, die richtige.

Als Kriterium, wie gut die Einzelmessungen in die Chronologie eingehen, wurde der Bias als Maß verwendet. Liegt der Wert über 0,7‰ für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und 1,2‰ für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, so wird angezeigt, dass die Bäume in diesen Perioden individuell unterschiedlich reagieren. In diesen Perioden ist davon auszugehen, dass weitere Parameter, z. B. Veränderungen in der Bodenwasserverfügbarkeit, den Isotopenwert beeinflussen. Aus diesem Grunde ist es auch wichtig, eine möglichst hohe Belegung in einer fossilen Chronologie zu erreichen. Ein Bias über den Grenzen errechnet sich, nach den Niveauanpassungen, in den Abschnitten mit der Aufteilung der Chronologien in zwei Ästen. Weiterhin ergaben sich hohe Werte für den Bias, wenn juvenile Trends auftraten, die dann beim Aufbau der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie vor der Mittelwertbildung entfernt wurden. In den Sauerstoffisotopen erscheinen mehrfach, auf einzelne Jahre begrenzt, Abweichungen von über 1,2‰.

Wie schon weiter oben erwähnt, weisen kurzfristigen Variationen zwischen den Belegungen in beiden Reichwalder Isotopenchronologien eine hohe Ähnlichkeit auf. Da der klimatische Einfluss in gleichen Maßen auf den gesamten Bestand wirkt, sich aber von Jahr zu Jahr ändert, sollten die kurzfristigen Variationen einen Transfer der Proxydaten in klimatische Parameter ermöglichen. Geringe Ähnlichkeiten zeigen an, dass auf die kurzfristigen Variationen individuelle Faktoren – z. B. Insekten oder Feuer – einwirken bzw. Fehler im Messprozess aufgetreten sind.

5 Diskussion

5.1 Einfluss vom Luftschadstoffen auf die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$

Am bemerkenswertesten sind die Beobachtungen im Untersuchungsgebiet der Lausitz und Jena über die langfristige Verschiebung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ zu schwereren Werten bis 1990. Dieser Anstieg steht im Gegensatz zu den allgemein bekannten Resultaten [z. B. Feng & Epstein 1995, February & Stock 1999, Helle et al. 2002, Robertson et al. 2004]. Um den Effekt der Verschiebung zu schwereren Werten am Beispiel der Lausitz zu erklären, wird die Diskriminierung berechnet. Dadurch wird der Einfluss des Isotopenverhältnisses des Quellwertes durch die Näherung der Gleichung (13) ausgeschlossen. Die für die Berechnung notwendigen lokalen $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ -Werte in der Lausitz wurden mit vereinfachenden Annahmen berechnet (siehe Kapitel 3.5).

Die Diskussion des Langzeittrends der Diskriminierung wird auf die alten Kiefern des oberen Standortes beschränkt. Mit ca. 170 Jahre sind sie alt genug, um die Diskriminierung seit Beginn der Industrialisierung zu berechnen. Da die jüngeren Kiefern der anderen Bereiche im Untersuchungsgebiet Lausitz das gleiche Verlaufsmuster in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werten zeigen, kann man die Aussagen auf diese Standorte übertragen.

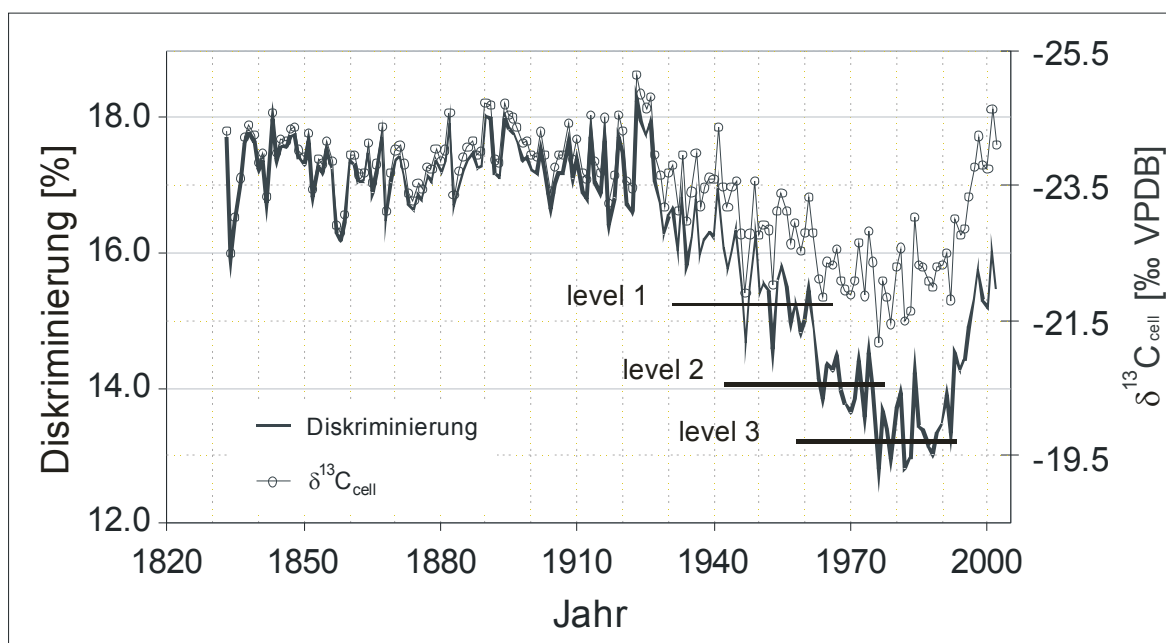


Abbildung 5-1: Langzeittrend der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werte am oberen Standort und die dazugehörige Diskriminierung (beachte die inverse Achse für $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$). Die Diskriminierung sinkt im Mittel auf niedrigere Niveaus durch Inbetriebnahme von Kraftwerken und der damit verbundenen höheren SO_2 -Emission.

Die Abbildung 5-1 zeigt die Diskriminierung der Kohlenstoffisotope der Kiefern des oberen Standortes. Bis etwa 1922 bleibt sie in einem Bereich von $\pm 1\%$ konstant. Ab 1930 fällt eine Ähnlichkeit zur Braunkohleförderung auf, wenn man sich die Abbildung 3-5 invers vorstellt. In der Kurve der Diskriminierung kann man verschiedene Niveaus bestimmen. Perioden mit niedrigeren Werten gegenüber dem Durchschnitt von vor 1922 findet man im Zeitraum von 1945–63 (Level 1), mit einem etwa $1,9\%$ niedrigeren Niveau, und in dem Zeitabschnitt 1964–75, mit einem um $3,2\%$ reduzierten Mittelwert (Level 2). Am Beginn der letztgenannten Periode gingen die Großkraftwerke Vetschau und Lübbenau in Betrieb. Da-

nach sinkt der Langzeittrend auf ein Niveau (Level 3), das um 3,9‰ niedriger liegt als der Durchschnitt von vor 1922. In diesen Jahren begann das Großkraftwerk Boxberg in Volllast zu arbeiten.

Den beobachteten Effekt der reduzierten Diskriminierung kann man nicht mit einer physiologischen Reaktion auf einen lokalen Anstieg des CO₂-Partialdruckes erklären, denn die Diskriminierung sollte sich dadurch erhöhen [Feng 1999, Treydte et al. 2001]. Abfallende Trends in Δ wurden von einigen Autoren beobachtet und als ein Alterseffekt [Li et al. 2005, Monserud & Marshall 2001] oder als eine Reaktion auf eine niedrigere stomatäre Leitfähigkeit in der Baumkrone [Arneth et al. 2002] erklärt. Da die Diskriminierung nach 1990 aber wieder ansteigt, sind diese Erklärungen hier nicht von Bedeutung.

Der Wendepunkt in der Kurve um 1990 deutet auf einen Zusammenhang zu den politischen und industriellen Veränderungen in der DDR hin. Nach der Wiedervereinigung förderte man eine geringere Menge an Braunkohle und gleichzeitig wurde die Luftverschmutzung reduziert. Dass Schwefeldioxid einen Einfluss auf die $\delta^{13}\text{C}$ ausübt, wurde in der Literatur schon beobachtet [Savard et al. 2004, Jedrysek et al. 2003], aber nicht ausreichend pflanzenphysiologisch erklärt. Phänomenologisch betrachtet, hängt die Diskriminierung von der Funktion der Stomata ab, und diese kann von der Luftverschmutzung beeinflusst werden. Einen Anstieg der stomatäre Leitfähigkeit unter dem Einfluss von Schwefeldioxid beschrieben Biscoe et al. [1973] und Black et al. [1979] sowie Ranieri et al. [1999]. Jedoch sollte eine Störung der Stomatafunktion, welche einen eindeutigen Langzeittrend in der Kohlenstoffisotopenfraktionierung bewirkt, auch die Sauerstoffisotopenfraktionierung beeinflussen. Dieses Verhalten kann man aber nicht beobachten (vergleiche Abbildung 4-6).

Geht man in der Diskussion über zu der Modellvorstellung der Diskriminierung und betrachtet die Gleichung (13) unter der Einwirkung von Luftverschmutzung, so ändern sich die Konstanten a und b nicht [Farquhar et al. 1989]. Wenn die Pflanze einer SO₂-Immission ausgesetzt wird, könnte sich die stomatäre Leitfähigkeit ändern, aber das Verhältnis von c_i/c_a variiert nur gering [Ranieri et al. 1999, Kremer 1991]. Somit ist die Reduktion der Diskriminierung nur über eine zusätzliche Fraktionierung zu erklären (siehe Gleichung 13). In den 70er und 80er Jahren des letzten Jahrhunderts untersuchte eine Vielzahl von Studien die Reaktionen von Pflanzen auf eine erhöhte Schwefeldioxidkonzentration. Verschiedene Effekte wurden gemessen, die durch den Eintrag von SO₂ verursacht werden. Jedoch kristallisierten sich für die Verknüpfung von Schadstoffeinwirkung und Isotopenfraktionierung hauptsächlich zwei Effekte als bedeutend heraus:

- die Erhöhung der Atmung und
- eine Veränderung der Auf- und Verteilung von Photosynthesprodukten.

Die Rate der Dunkelatmung steigt um 40% bis 100% in SO₂-belasteten Gebieten [Meng & Arp 1994, Black & Unsworth 1979, Katainen et al. 1981 in Kremer 1991 zitiert]. Die Fraktionierung durch Atmung ist positiv [Farquhar et al. 1989] und somit reduziert sich die Diskriminierung. Desweiteren ist der Stoffwechsel von Bäumen unter Einfluss von Luftschadstoffen unterschiedlich zu denen, welche in einer unbelasteten Umgebung wachsen. Unter erhöhter SO₂-Konzentration verändert sich der Stoffwechsel zu einer höheren Produktion von Speicherstoffen, wie z. B. Stärke [Einig 2003, Agrawal & Deepak 2003]. Jahrringzellulose, die aus Speicherstoffen gebildet wird, enthält eine schwerere Kohlenstoffisotopenzusammensetzung [Helle & Schleser 2004]. Es ist beachtenswert, dass diese beiden Effekte die Sauerstoffisotopenfraktionierung nicht direkt beeinflussen und somit kein charakteristischer Langzeittrend in den $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ beobachtet werden kann.

Im Mittel erhöht sich in der Lausitz die Diskriminierung um 2,1‰, vom Ende der 1980er bis heute und erreicht ein konstantes Niveau. Gleichzeitig reduzierte sich die SO₂-Immission um ungefähr 100 µg/m³.

Da das Messnetz der Immissionsmessungen sehr weitmaschig war, ergibt sich ein großer Fehler für diesen Wert. Am Referenzstandort in der Nähe von Jena sank die Immission von Schwefeldioxid von $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ auf $8 \mu\text{g}/\text{m}^3$ von 1992 bis 1998 und die Diskriminierung stieg um etwa 0,4‰. Wird durch Schwefeldioxid eine zusätzliche Fraktionierung verursacht, so korrespondiert entsprechend der Gleichung (13) jede Erhöhung der SO_2 -Konzentration in der Atmosphäre um $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ mit einer sekundären Fraktionierung in den Kohlenstoffisotopenverhältnissen von etwa 0,08‰ bis 0,21‰. Mit diesem, wenn auch breiten, Wertebereich könnte man retrospektive eine SO_2 -Immission in belastete Gebiete abschätzen.

Mit der obigen Erkenntnis wird es einfach, die widersprüchliche Beobachtung von Hemming et al. [1998] zu erklären. Sie fand eine Reduktion der Diskriminierung in England zwischen 1930 und 1975 und danach einen Anstieg bis in die 1990er. In der Mitte des letzten Jahrhunderts erkannte man auch in England die schädlichen Auswirkungen der SO_2 -Belastungen und Maßnahmen zur Reduktion der SO_2 -Emission wurden durchgeführt. Ab 1970 reduzierte sich die SO_2 -Emission um mehr als 84% [NAEI 2005]. Somit sank die Belastung und die Diskriminierung stieg wieder an.

5.2 Wirkungen von Variationen in den Feuchtebedingungen

Im Untersuchungsgebiet Lausitz sind die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ von den Bäumen des trockenen Standortes „Dünenhöhe“ um 1,2‰ mehr angereichert als die des feuchten, unteren Standortes (Abb. 4-1). Am Mühlensee fallen nach dem Anstau die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ bzw. erhöht sich die Diskriminierung, für die nahe am Seeufer stehende Kiefer um 1,2‰ und damit deutlicher als die der höher stehenden Bäume der Mischprobe (Abb. 4-4). Dass sich die Feuchtebedingungen in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ widerspiegeln, ist eine akzeptierte Tatsache und wurde in mehreren Arbeiten dokumentiert. Allgemein gilt: für trocknere Standorte werden positivere Werte gemessen.

Saurer et al. [1995] beobachtete für Buchen (*Fagus sylvatica*) an feuchten Standorten $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven, die um 1–2‰ negativer liegen als die von trocknen Standorten. Eine ähnliche Differenz mit 1,3‰ dokumentiert Treydte [2003] für die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *Juniperus*-Species zwischen den Standortgruppen feucht und trocken. Einen Anstieg in einer analogen Dimension ($\approx 1,7\%$) ermittelte Anderson et al. [2005] in den $\delta^{13}\text{C}$ der Jahrringe von Sumpfyzyphen (*Taxodium distichum*), nachdem Meliorationsmaßnahmen in einem Feuchtgebiet durchgeführt wurden. Mit den Auswirkungen der gegenteiligen Maßnahme, einer Bewässerung von Aleppo-Kiefern (*Pinus halepensis*) in einem semi-ariden Klima, beschäftigt sich die Arbeit von Klein et al. [2005]. Die Zugabe von Wasser führt zu $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Jahrring, die im Mittel um 1,5‰ niedriger liegen. Die Einteilung der Feuchtebedingungen erfolgte in den oben genannten Arbeiten immer nach den phänomenologischen Kategorien feucht und trocken. Korol et al. [1999] quantifizierten zunehmende Trockenheit mit einem Wasserstressintegral. Höhere Werte, die stärkeren Wasserstress anzeigen, korrespondieren mit einer geringeren Diskriminierung, wobei er eine lineare Interpolation vornahm.

Die höheren $\delta^{13}\text{C}$ beziehungsweise niedrigere Diskriminierungen an trockenen Standorten werden mit geringer geöffneten Stomata und demzufolge einer geringeren blattinternen CO_2 -Konzentration c_i erklärt. Mit der Annahme einer konstanten sekundären Fraktionierung ϕ würde sich mit der Gleichung (13) aus einem fallenden c_i die gemessene niedrigere Diskriminierung ergeben.

Nun stellte Pieruschka [2005] bei einer moderaten Verringerung der stomatären Leitfähigkeit g eine parallele Reduktion der Assimilation A fest. Somit wäre das Verhältnis von A/g in einem bestimmten Bereich von veränderter Wasserverfügbarkeit konstant und folglich würde sich mit Gleichung (15) eine unveränderte Diskriminierung berechnen. Für einen ähnlichen moderaten Bereich gibt Medrano et al.

[2002] aber eine Reduktion der Assimilation von 30% an, wenn sich die stomatäre Leitfähigkeit halbiert. Im gleichen Sinne beobachteten Thompson & Wheeler [1992] sowie Korol et al. [1999] mit steigendem Wasserstress einen Anstieg des Quotienten von A/g , wobei dieser auf eine stärkere Abnahme der stomatären Leitfähigkeit gegenüber der Photosyntheserate zurückgeführt wird [Walcroft et al. 1997]. In der Arbeit von Klein et al. [2005] erhöhte sich im umgekehrten Fall die Nettoassimilation durch Bewässerung auf das 2,2-fache, während die stomatäre Leitfähigkeit auf das 2,9-fache anstieg. Berechnet man mit den dort angegebenen Werten den Quotienten von A/g , so verringert dieser sich von ca. 88 $\mu\text{mol/mol}$ auf etwa 75 $\mu\text{mol/mol}$. Das bedeutet, wenn man den CO_2 -Partialdruck in der Atmosphäre mit 360 ppm annimmt, eine Änderung in der Diskriminierung von etwa 0,8‰. Im Jahrring wurde aber eine größere Differenz gemessen (1,5‰ s.o.).

In der eigenen Arbeit wie auch in der Literatur (Saurer et al. [1997], Treydte et al. [2001], Gagen et al. [2004]) beobachtet man, dass die kurzfristigen Schwankungen der $\delta^{13}\text{C}$ an feuchten und trockenen Standorten gleichförmig verlaufen, nur eben auf ungleichen Niveaus. Die Niveauunterschiede sind in ihrer Größe mit den Abweichungen von Jahr zu Jahr vergleichbar. Dieses Verhalten ist mit der Argumentation, dass die Bodenfeuchte via Stomataöffnung die $\delta^{13}\text{C}$ -Niveaus begründet, nicht plausibel. Zum einen wäre eine Standortcharakterisierung hinfällig, da die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werte in einem Jahr trockene, im nächsten feuchte Standortbedingungen anzeigen würden. Gleichzeitig bestimmt man in den Untersuchungen zum Klimaeinfluss auf die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ aber nur einen geringen Zusammenhang zu den Niederschlagsdaten, jedoch eine deutliche Temperaturabhängigkeit (siehe Kapitel 5.4). Zum anderen müsste sich auf den gut mit Wasser versorgten Standorten ein abweichendes kurzfristiges Verhalten ergeben, da die Ab- oder Zunahme der Bodenfeuchte nicht gleichförmig zu dem an einem trockenen Standort verlaufen sollte. Des weiteren reichen die Veränderungen in A und g , wie Klein et al. [2005] sie beobachteten, nicht aus, die Niveauunterschiede zwischen den bewässerten und nicht bewässerten Bäumen zu erklären (s.o.). Somit liegt der Verdacht nahe, dass mindestens eine weitere Größe die höheren $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ unter Trockenstress verursacht.

Die Reaktionen von Pflanzen auf Trockenstress sind weiterhin Gegenstand der Diskussion. Eine Sonderveröffentlichung der „Annals of Botany“ [89, 2002] gab die gegenwärtigen Entwicklungen der Forschung auf diesem Gebiet wieder und es wurde ausführlich über stomatäre und nicht-stomatäre Störung des photosynthetischen Metabolismus diskutiert. Aus Sicht der phänomenologischen Isotopenanalysen müssen die analysierten Prozesse nicht im Detail berücksichtigt werden. Bedeutender erscheint es, ob unter Beachtung der Gleichung (13) eine geänderte sekundäre Fraktionierung möglich ist (z. B. durch höhere Respiration [Griffith & Parry 2002]). Diese standortbedingte unterschiedliche sekundäre Fraktionierung würde dann den Offset zwischen den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ Niveaus und die Ähnlichkeit in den kurzfristigen Variationen erklären, da die Variationen, verursacht durch ein übergeordnetes klimatisches Signal, auf die Niveaus aufgeprägt wären. Welche Mechanismen eine sekundäre Fraktionierung durch Trockenstress bewirken, könnte Gegenstand zukünftiger Forschung sein.

Für das UG Lausitz stimmt das Bild – höhere $\delta^{13}\text{C}$ in der Zellulose der Bäume vom trockenen Standort der Dünenhöhe gegenüber denen vom feuchten, unteren Standort – ab 1950 mit dem aus der Literatur vermittelten überein. Vergleicht man die Mittelwerte der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ von vor 1930, so weicht das Resultat davon ab, die Mittelwerte sind nahezu identisch. Aus dieser Zeitperiode existiert eine Informationslücke über die ökologische Situation. Seit dem I. Weltkrieg reduzierte sich der menschliche Einfluss in dem Gebiet. Als eine Konsequenz könnte sich das Moor regeneriert haben und der untere Standort vernässte. Im Moment der Probenahme fanden wir dann die im Kapitel „Material und Methoden“ beschriebene Situation. Verfallene Bewässerungsgräben unterstützen diese These. Dies bedeutet, dass der untere Standort seine Charakteristik in den letzten 100 Jahren veränderte.

Am Mühlensee verstärkte sich nicht der Trockenstress, sondern durch den Anstau wurde ein feuchter Standort - die Kiefern wuchsen am Rande eines Erlenbruchwaldes - weiter vernässt. Die näher am Seeufer stehende Kiefer reagiert stärker als die etwas höher wachsenden Bäume. Vermutlich verringert der gestiegene Wasserstand den Wurzelraum der einzelnen Kiefer drastisch und sie leidet an einem Übermaß an Wasser. Geringe Inhomogenitäten in den Wuchsbedingungen reichen scheinbar an feuchten Standorten aus, um eine Niveauverschiebung zu bewirken. Dies würde auch den größeren Bias für den unteren Standort in der Lausitz erklären.

Die obige Diskussion der Auswirkung von Trockenheit bezieht sich im wesentlichen auf die Fraktionierung der Kohlenstoffisotope. Im UG der Lausitz kann man keine offensichtliche Differenz in den $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ feststellen, die Werte des oberen und unteren Standortes sind sich sehr ähnlich. Am Standort Mühlensee ist eine leicht ansteigende Tendenz erkennbar, wobei diese nicht so plötzlich erfolgt wie in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$. Stellt man die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ der relativen Luftfeuchte von Mai bis September gegenüber und markiert die Werte aus den drei Abschnitten (juveniler Trend 1900–1925, Regressionsperiode 1926–1992, nach Anstau ab 1994), so finden sich die Punkte ab 1994 rechts von der Regressionsgeraden, d. h. diese $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ sind zu schwer (Abb. 5-2). Für diese Erscheinung sind zwei Ursachen denkbar. Zum Einen, die relative Luftfeuchte, die der Baum nach dem Anstau empfindet, stimmt nicht mit der in Potsdam gemessenen überein, oder zum anderen, die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ im Jahrring sind durch das höhere Wasserangebot schwerer geworden.

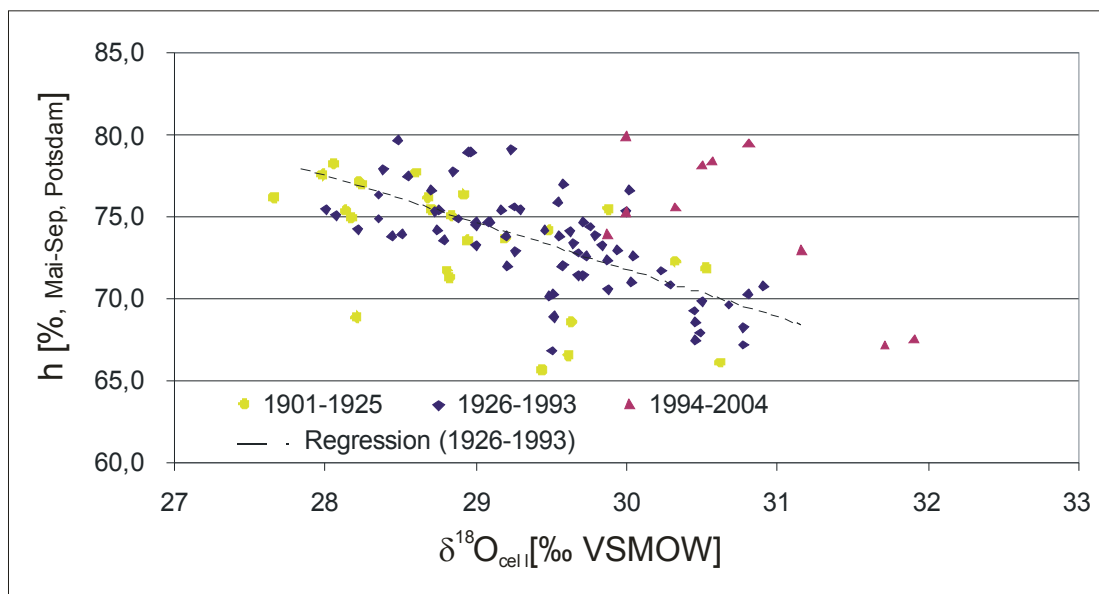


Abbildung 5-2: Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte des Mühlensees sind ab 1994 (rote Dreiecke) im Vergleich zur relativen Feuchte zu schwer und liegen rechts der Regressionsgeraden. Der Anstau bewirkt eine Verschiebung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ zu höheren Werten durch schwerere $\delta^{18}\text{O}_s$.

Zum ersten Punkt: Die größere und nun offene Wasserfläche könnte zu einer höheren Luftfeuchte in der unmittelbaren Umgebung des Mühlensees führen. Nach Gleichung (19) und der Regression (Abb. 4-15) fallen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ mit steigender Luftfeuchte. Somit müssten die Punkte ab 1993 in der Abbildung 5-2 links neben der eingezeichneten Regressionsgeraden liegen. Dies ist nicht der Fall und somit ist diese Annahme zu verwerfen.

Zum zweiten Punkt: Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ werden durch das Isotopenverhältnis des aufgenommenen Wassers beeinflusst. Durch Verdunstung aus einem offenen Wasserkörper erfolgt in diesem eine Anreicherung. Nehmen die Kiefern teilweise Bodenwasser mit einem Isotopenwert $\delta^{18}\text{O}_s$ auf, welches gegenüber dem Zustand vor dem Anstau mehr angereichert ist, so erscheinen die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ als zu schwer in der Darstellung

bezüglich der relativen Luftfeuchte. Gleichzeitig bliebe die Sauerstoffisotopendiskriminierung, sprich die Blattwasseranreicherung, weiterhin in der gleichen Art und Weise von den klimatischen Bedingungen beeinflusst. Die Verschiebung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ könnte man bei einer mittleren relativen Feuchte von 73,6% (Mittelwert der Periode von 1901-2004, Station Potsdam) abschätzen. Die Differenz zwischen den Regressionen von 1926–93 zu der kurzen Periode ab 1994 beträgt bei diesem Wert etwa 1,5‰. Das bedeutet, dass die drastischen Veränderungen am Mühlensee ein um diesen Wert schwereres Isotopenverhältnis des aufgenommenen Bodenwassers bewirken. Zu bemerken sei noch, dass der Effekt sowohl für die einzelne Kiefer als auch für die Gruppe der gepoolten Kiefern gilt und damit nehmen sie isotopisch das gleiche Wasser auf.

5.3 Inhomogenitäten der Isotopenwerten innerhalb der Standorte

Aufgrund der geringen Belegungen in der eigenen Arbeit geben die intrastandörtlichen Variabilitäten zwischen den Isotopenwerten der einzelnen Kiefern nur einen Richtwert an. In der Literatur findet man Studien zur intrastandörtlichen Variabilität mit höheren Belegungen. So berichten Leavitt & Long [1998] von Abweichungen von 1–2‰ in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ zwischen den Bäumen eines Standortes. Porte & Loustau [2001] ermittelten für die Seekiefer (*Pinus pinaster*) eine mittlere Standardabweichung zwischen den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werten von 1,92‰. Die maximale Abweichung der Kohlenstoffisotopenverhältnisse von vier Fichten (*Picea abies*) eines Standortes gibt Treydte et al. [2001] mit 1,43‰ an. Die intrastandörtliche Variabilität in der Spätholzcellulose von Eichen bestimmte Masson-Delmotte et al. [2005] mit einer Standardabweichung von 1,0‰ für $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ und 0,6‰ für $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$.

Die Differenzen, die innerhalb dieser Arbeit angegeben wurden, ordnen sich in die erwähnten Bereiche ein. In den zitierten Studien arbeitete man mit einer Probenahmestrategie, mit derer die Standorte zuerst klassifiziert und dann die rezenten Bäume ausgesucht wurden. Für Proben aus fossilen Bäumen funktioniert dies nicht, da man mit dem Material arbeiten muss, welches geborgen wurde und dessen Standortbedingungen vorwiegend unbekannt sind. Die Größe der Variabilität zwischen den Proben kann dann einerseits durch *intra*- oder andererseits *interstandörtliche* Abweichungen bedingt sein.

Für die klimatische Interpretation einer Chronologie aus fossilen Proben soll die intrastandörtliche Variabilität durch eine Mittelung ausgeglichen werden. Eine dafür ausreichende Probenanzahl gibt Gagen et. al. [2006] und Treydte et. al. [2001] mit einer vierfachen Belegung an. Liegt nun aber ein Unterschied im Niveau der Isotopenwerte durch Standortvariationen vor, so wird durch die Mittelung die spätere klimatische Interpretation verfälscht. Die Beispiele der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ im Untersuchungsgebiet Lausitz und der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ am Mühlensee dokumentieren diese Problematik recht eindrucksvoll (siehe Abb. 5-2). Somit erscheint es notwendig, eine Niveaueinpassung während der Chronologiebildung aus fossilen Proben durchzuführen. Der kritische Punkt dabei ist, mit welchem Kriterium man über eine Niveaueinpassung oder einem Ausgleich der intrastandörtlichen Variabilität entscheidet. Anhand der eigenen Untersuchungen und der zitierten Literatur, wurden deshalb für die Erstellung der „Reichwalder Chronologien“ die Grenzen für die Abweichung einer Kurve gegenüber dem Mittelwert aus den anderen Belegungen mit 0,6‰ für die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ und 1,2‰ für $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ definiert. Wird eine der Grenzen überschritten, so erfolgte eine Niveaueinpassung. Zu beachten sei, dass eine falsche Niveaueinpassung die klimatische Interpretation genauso verfälschen kann wie eine unterlassene, denn in beiden Fällen wird der Mittelwert verschoben, der eine Aussage über die klimatischen Bedingungen geben soll.

Als vorteilhaft erwies es sich, dass die Fundstelle Reichwalde ein in sich geschlossenes geographisches Gebiet darstellt und damit die Standortbedingungen für alle Kiefern ähnlich sein sollten, wobei kleinräu-

mige Standortvariationen, wie auf den feuchten Standorten beobachtet, möglich sein könnten. Somit erfolgte eine Niveaue Anpassung in nur vier Kurven. Als ein Fall, der die Notwendigkeit der interstandörtliche Anpassung sehr gut demonstriert, erscheint der Einbau des Baumes aus der nahe gelegenen Fundstelle Lohsa. Diese Kiefer schließt die Lücke in der „Reichwalder Chronologie“ zwischen 1483 bis 1487 (LG1). In den Residuen beider Isotopenzeitreihen unterscheidet sich der Baum unwesentlich von denen aus dem Fundort Großteich West. Die Sauerstoffisotopenwerte sind vor und nach der Lücke zu den Mittelwerten der anderen Kiefern auf vergleichbarem Niveau. Dagegen liegen die Kohlenstoffisotope auf einem etwa 1,5‰ positiverem Niveau. Nach den Studien an den rezenten Kiefern müsste Lohsa gegenüber dem Großteich ein trockener Standort sein, woraus sich andeutet, dass die Reichwalder Fundorte im Spätglazial eine feuchte Charakteristik besessen haben könnten.

5.4 Juvenile Trends

Die Kiefern am Standort Mühlensee und Jena zeigen in den jungen Jahren niedrige $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werte, die dann plötzlich ansteigen (Abb. 5-3 und 5-4). Dieser Anstieg (bzw. der Abfall in der Diskriminierung) ist mit einer zeitnahen Zunahme des Flächenzuwachses verbunden, d. h. die Wuchsbedingungen für die Bäume verbesserten sich.

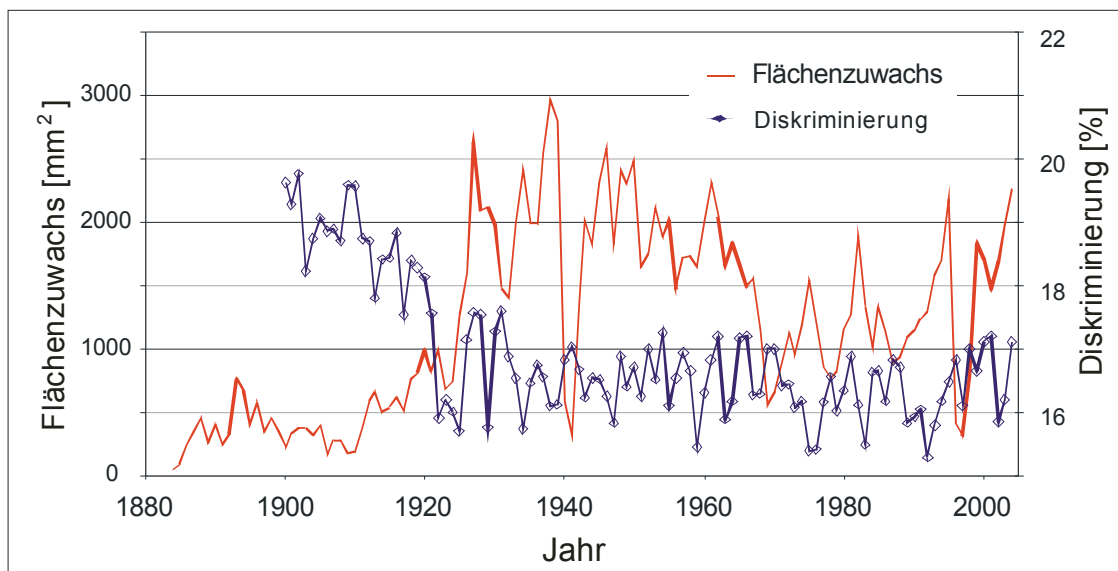


Abbildung 5-3: Die Standortmittelkurve des Flächenzuwachses und der Diskriminierung am Standort Mühlensee. Die abrupt fallende Diskriminierung um 1920 korrespondiert mit einem deutlichen Anstieg des Flächenzuwachses.

Nach dem Modell von Farquhar et al. [1989] hängen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ von den Isotopenverhältnissen des aufgenommenen CO_2 ab (Gleichung (13)). Für junge Bäume, die in einem dichten Bestand oder unter älteren Bäumen aufwachsen, muss der Isotopenwert des assimilierten Kohlendioxids $\delta^{13}\text{C}_{\text{air}}$ nicht unbedingt mit dem der freien Atmosphäre identisch sein. Durch Prozesse der Respiration (es wird leichteres CO_2 freigesetzt, vor allem im Boden) und der Assimilation (Anreicherung durch Aufnahme des leichteren CO_2 , vorwiegend in der Baumkrone) entsteht ein vertikaler Gradient in den $\delta^{13}\text{C}_{\text{air}}$ [Knobl et al. 2005]. Von den jungen Bäumen im unteren Bereich des Waldes wird das abgereicherte CO_2 aufgenommen. Wachsen die Bäume in die Baumschicht hinauf oder erfolgt nach einer Durchforstung eine bessere Belüftung des Bestandes, so gleicht sich der Wert des aufgenommenen CO_2 immer mehr dem $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ an. Berechnet man die Diskriminierung mit den Werten der freien Atmosphäre, so erhält man einen Trend, der sich aus der Abweichung zwischen den realen $\delta^{13}\text{C}_{\text{air}}$ des aufgenommenen CO_2 und den abgeschätzten

$\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ ergibt. In der Literatur ist der Effekt bekannt [z. B. Feng 1999, Wagner et al. 2007]. Diese Argumentation scheint für die Kiefern am Mühlensee nicht ausreichend zu sein, da sie mit 30–50 Jahren im Moment des Anstieges um 1920 zu alt sind.

McDowell et al. [2003] untersuchten an 250-jährigen Gelbkiefern (*Pinus ponderosa*) die Auswirkungen einer Bestandsausdünnung auf den Flächenzuwachs (*BAI*) und die Diskriminierung. Er fand einen Anstieg des *BAI*, der mit einer Erhöhung der Diskriminierung korrespondierte. Dieses Verhalten begründete McDowell et al. [2003] mit einer höheren Verfügbarkeit an Bodenwasser. Zwei wesentliche Punkte können den Unterschied in der Tendenz der Diskriminierung zur eigenen Beobachtung verursacht haben, zum einen wuchsen die Gelbkiefern in den Studien von McDowell et al. [2003] auf trockenen Standorten und zum anderen definiert er die Diskriminierung negativ $\{\Delta_{\text{McD}} = (\delta^{13}\text{C}_p - \delta^{13}\text{C}_A) / (1 + \delta^{13}\text{C}_p / 1000)\}$.

Walcroft et al. [1997] und Warren et al. [2001] beobachteten eine fallende Diskriminierung nach einer Reduktion der Bestandsdichte. Für den jungen Bestand begründeten sie dies mit einer verbesserten Verfügbarkeit an Nährstoffen und Licht. Für die Bäume am Mühlensee könnte eine Durchforstung für die sprunghaft fallende Diskriminierung verantwortlich sein, wobei der Effekt aus einer Kombination der schwereren $\delta^{13}\text{C}_{\text{air}}$ infolge einer besseren Durchmischung der Luft und einem höheren Lichtangebot für die nun frei stehenden Kiefern verursacht wird [Warren et al. 2001].

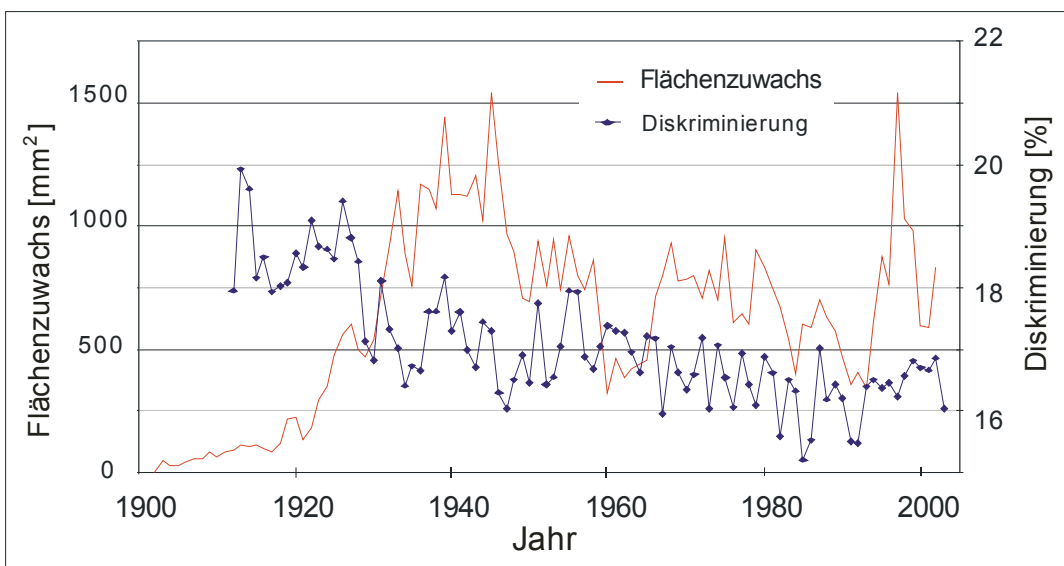


Abbildung 5-4: Die Standortmittelkurve des Flächenzuwachses und der Diskriminierung am Standort Jena. Die fallende Diskriminierung ab 1929 korrespondiert mit einem Anstieg des Flächenzuwachses. Nach 1945 sinkt dieser langsam wieder.

Für die Reaktion der jungen Kiefern von Jena überzeugt diese Argumentation nicht. Um 1900 war das Untersuchungsgebiet nahezu waldfrei [Wagner 2002]. Infolge von Sukzession wandern die Kiefern in die Fläche ein und die Bodenbedeckung nimmt langsam zu. Die Aufnahme von CO_2 aus Atmungsprozessen scheint in den gut belüfteten Flächen nicht möglich, denn die Vegetation entwickelt sich von einem Kalkmagerrasen zu einem lichten Wald.

In der Abb. 4-15 erkennt man, dass die relative Feuchte, welche aus den Jenaer $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werten modelliert wurde, in den jungen Jahren der Kiefern unterhalb der instrumentell gemessenen Werte liegt. Ab 1930 nähern sich beide Kurven an und erreichen um 1950 ein ähnliches Niveau. Überträgt man die Argumentation vom Mühlensee nach dem Anstau (Kapitel 5.2) und nimmt man an, dass die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ vor 1930 zu schwer sind, so bedeutet dies, in den jungen Jahren erfolgt eine Anreicherung der Sauerstoffisotope im Bodenwasser. Eine offene Wasserfläche ist für die Hanglage schwer vorstellbar, vermutlich nahm die

Verdunstung aus den flachgründigen Böden durch eine dichter werdende Bedeckung ab. Dies korrespondiert gut mit dem Anstieg des Flächenzuwachses, da weniger Verdunstung eine bessere Wasserversorgung für die Kiefern bedeutet, jedenfalls solange, bis die größer werdenden Bäume um die Ressource Wasser konkurrieren (stetige Abnahme des *BAI* nach 1945). Demgegenüber steht der Effekt der fallenden Diskriminierung, denn bessere Wasserversorgung bedeutet eigentlich steigende Diskriminierung. In Jena wird dieses Verhalten in den Kohlenstoffisotopen durch die erhöhte Schadstoffimmission infolge der starken Industrialisierung am Ende der 1920er überlagert, was schon in Kapitel 5.1 diskutiert wurde.

Das Fazit aus diesem Kapitel ist, dass abrupte Anstiege der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$, die mit einem verstärkten Zuwachs korrespondieren, eher als ein Wandel in den Standortbedingungen zu interpretieren sind als eine klimatische Veränderung. Erfolgt der Trendwechsel der Daten in den jungen Jahren der Probestämme, so liegt wahrscheinlich eine Veränderung in der Bestandsstruktur oder in den ökologischen Bedingungen vor, die zufällig in die Jugendphase fällt. Überträgt man diese Erkenntnis auf die Werte der fossilen Kiefern, so bedeutet dies, dass langfristige Tendenzen, die juvenilen Trends zu zuordnen sind, in der Chronologiebildung aus den fossilen Kiefern nicht berücksichtigt werden dürfen.

5.5 Die Residuenbeziehung

Die Beziehungen zwischen den Residuen von $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ folgen an jedem Standort dem gleichen Muster. Es besteht eine positive Korrelation in einer signifikanten Deutlichkeit (außer für die kompletten Zeitreihen aus Jena). Die Standortcharakteristika besitzen nur einen geringen Einfluss auf die Beziehung der Residuen. Standortveränderungen, wie zum Beispiel am Mühlensee, wirken sich nicht spürbar auf die Art und Weise des Zusammenhanges aus.

Barbour et al. [2002] unterschied mit dem Anstieg der Regressionsgeraden die Charakteristik der Standorte. Für den trockenen ermittelte sie den steilsten Anstieg. In den eigenen Untersuchungen beobachtet man genau das Gegenteil. Selbst unter der Einschränkung, dass hier die jährlichen Residuenwerte und nicht intraanuelle Messdaten in Beziehung gesetzt werden, zeigt sich der steilste Anstieg am feuchten Standort. Allerdings sind die Unterschiede in den Anstiegen gering und man kann daraus nicht sicher die Standorte bezüglich der Bodenfeuchte differenzieren. Umgekehrt bedeutet dies, die Beziehungen zwischen $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ sind an Bedingungen geknüpft, die für alle Untersuchungsgebiete ähnlich und unabhängig vom beobachteten Langzeittrend sind.

Scheidegger et al. [2000] erläuterte, dass eine positive Richtung in der Korrelation bedeutet, die Variationen der Isotopenverhältnisse sind mit einer stomatären Reaktion verbunden. Denn variiert der stomatäre Widerstand g_s und die maximale photosynthetische Kapazität A_{max} ist nahezu konstant, ergibt sich eine strenge positive Korrelation. Nun zeigt sich in den Korrelationen zu den Klimawerten ein deutlicher Zusammenhang zur Temperatur und diese wiederum beeinflusst direkt die Photosyntheserate [Taiz & Zeiger 2000, Bernacchi et al. 2001, Yamori et al. 2006]. Ist also die photosynthetische Kapazität nicht mehr konstant und nimmt die Wirkung von A_{max} in der Residuenbeziehung zu, so wird der Anstieg flacher, woraus sich die ermittelten Werte der Anstiege erklären. Es folgt daraus, dass die kurzfristigen Variationen der Isotopenverhältnisse an den Standorten weitestgehend klimatisch beeinflusst sind und sowohl an die Stomatafunktion als auch an die Photosyntheserate gekoppelt sind. Die signifikant hohen Korrelationskoeffizienten in den Residuen zwischen den Standorten (Tab. 4-3) unterstützen die Argumentation, dass das Klima als ein übergeordnetes Signal einen wesentlichen Einfluss auf die kurzfristigen Variationen ausübt.

In den Residuenbeziehungen der fossilen Proben findet man das gleiche Muster – eine positive Korrelation mit Anstiegen in der gleichen Größenordnung ($0,15 \text{ ‰/‰} - 0,22 \text{ ‰/‰}$) – wie in den Proben der rezenten Kiefern. Allerdings treten mehr Ausnahmen (zwei Kiefern ohne signifikante Korrelation) und Ausreißer auf. Durch die weitgehende Identität des Musters kann man davon ausgehen, dass sich das klimatische Signal ähnlich in die Isotopenwerte einprägte, jedenfalls in den kurzfristigen Variationen. Ein völlig anderes Bild hätte Zweifel an der Gültigkeit des Postulates iv) aufkommen lassen. Daraus folgt, zum wiederholtem Male, dass mindestens die kurzfristigen Variationen der „Reichwalder Chronologien“ sich klimatisch interpretieren lassen.

Am Standort Jena wird die signifikante Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ durch zwei Perioden mit Ausreißern gestört, wobei der erste Zeitabschnitt von 1943–47 ebenso in den Stabilitätsuntersuchungen der Klimakorrelation (Kap. 4.4.2) auffällt. Die Ursachen für die „Nichtverknüpfung“ sind unbekannt, man kann aber davon ausgehen, dass in dieser Zeit eine weitere Größe die Isotopenwerte beeinflusst und das Schema, wie sich das Klimasignal in die Isotopenwerte einprägt, stört. Als Merkmal dieser Eigenschaft gilt ein gegensätzlicher Trend der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ zu dem der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$. Überträgt man diese Beobachtung von Standort Jena, dass abweichende Punkte aus der linear positiven Beziehung Jahre anzeigen können, in dem ein weiterer Parameter die Isotopenwerte beeinflusst, so sollten die Jahre mit einem gehäuftem Auftreten von abweichenden Punkten (Kap. 4.5) in der klimatischen Interpretation kritisch betrachtet werden.

5.6 Die Isotopen-Klima-Modelle

5.6.1 Die reale Transferfunktion – Strukturanalyse

In den Untersuchungen über den Einfluss des monatlichen Klimageschehens wurde gezeigt, dass sich die Bedingungen während der Vegetationsperiode auf die Isotopensignaturen auswirken. Es besteht eine deutliche Korrelation zwischen den Isotopenwerten des Kohlenstoffes mit der Temperatur, und zwar zu dem Mittelwert aus den Monaten Juni bis September, sowie zwischen denen des Sauerstoffes und der relativen Feuchte in den Monaten Mai bis September. Dies ist ein Ergebnis, welches nicht überraschend eintritt. In vielen Arbeiten wurde dieser Zusammenhang schon für die verschiedensten Baumarten beobachtet. Eine Übersicht gibt Schleser et al. [1999] an. Als Beispiel für jüngere Arbeiten seien noch die von Raffalli-Delercq et al. [2004], Gagen et al. [2006] und Porte & Loustau [2001] erwähnt (siehe dazu Tabellen A-2 und A-3). Selbstverständlich ist die Bandbreite der Klima-Isotopen-Korrelation aufgrund der Vielzahl von untersuchten Arten, Standort- und Versuchsbedingungen weitaus größer.

In diesem Schritt der Klimakalibration, der Suche nach den sensitiven Klimaparametern, befindet man sich noch auf der Ebene der Bestimmung der realen Transferfunktion. Ein wichtiges Merkmal von $T_r(K_d)$ ist ihr Bezug zur Systemstruktur. Der hier gefundene Zusammenhang der Isotopenwerte zu den Temperatur- und Feuchtebedingungen in den photosynthetisch aktivsten Monaten passt gut in die theoretischen Modelle und ist für das „System“ Baum sinnvoll. Näher erläutert gilt, dass eine steigende Temperatur eine fallende Diskriminierung (bzw. höhere $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$) bewirkt. Diese Reaktion ergibt sich, unter Annahme einer konstanten sekundären Fraktionierung, aus einem ansteigenden Quotienten (A/g), wenn man Gleichung (15) betrachtet. Bei einer vernachlässigbaren Variation von g (bedingt durch stabile Feuchtebedingungen) erhöht sich die Photosyntheserate mit steigender Temperatur (unterhalb des Optimums, siehe Abb. 2-2). Diese wäre linear approximierbar, da die Differenz von maximaler gemittelter Temperatur der Vegetationsperiode zur minimalen etwa $3,5 \text{ °K}$ beträgt, und eine positive Korrelation die Folge.

Gleiches gilt für den Zusammenhang von relativer Feuchte und Sauerstoffisotopenwert. Aus Gleichung (19) erkennt man, dass sich die relative Feuchte direkt über den Term $(1-h)$ in die Signatur der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ einprägt. Dabei ist zu bemerken, dass der Term $(1-h)$ eine rein klimatische und externe Größe ist, also unabhängig von den pflanzenphysiologischen Prozessen. Bei Konstanz bzw. Standortunabhängigkeit aller anderen Parameter wird die hohe Ähnlichkeit zwischen den Residuen $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ der Untersuchungsgebiete untereinander leicht verständlich, da h großräumig und gleichförmig variiert.

Als Schlussfolgerung kann man daraus ziehen, dass beide Beobachtungen des Transfers des Klimasignals in die Isotopenwerte durch den Bezug zur Theorie plausibel werden. Mit der Modellvorstellung, die sich in den Gleichungen (13) und (19) ausdrückt, kann von der Gültigkeit des Postulates iii) ausgegangen werden.

5.6.2 Gültigkeit – Anwendungsbereiche des Modells

Die Ermittlung einer Retrofunktion setzt den stabilen Transfer des Klimasignals in die Isotopenwerte voraus. Die Analyse zur Stabilität der Korrelationen deckt Zeitabschnitte mit einer geringen Verbindung zwischen den Klima- und Isotopendaten auf. In erster Linie ist dies ein mathematisches Problem, da zwischen Zeitreihen mit unterschiedlichen Trends nur geringe Korrelationskoeffizienten berechnet werden. Im umgekehrten Fall wird zwischen Reihen mit ähnlichen Verläufen eine hohe Korrelation berechnet, worauf später noch eingegangen wird. Die Ursachen für die in den Isotopenzeitreihen vorhandenen langfristigen Trends wurden in den vorherigen Kapiteln diskutiert und bestimmen sich durch nicht-klimatische Größen, wie

- Variationen der Feuchtebedingungen
- Einfluss von Luftschadstoffen, insbesondere SO_2
- Veränderung der Quellterme $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ und $\delta^{18}\text{O}_s$
- Effekte in der Jugendphase der Bäume.

Für die Gültigkeit des Postulates i) und eine mathematische Korrektur vor der Klimakalibration müssten die Auswirkungen quantifiziert werden, was jedoch nicht exakt genug möglich ist (siehe z. B. die Auswirkungen von SO_2). Eine zu starke Manipulation der Daten könnte zu gewünschten, aber falschen Ergebnissen führen. Deshalb wird auf eine Korrektur verzichtet und die Regression für die Bestimmung der Retrofunktion auf Zeiträume mit stabilen Korrelationen beschränkt, bzw. die Isotopenwerte in lang- und kurzfristige Zeitreihen aufgetrennt. Für letztere gilt die Annahme, dass die Residuenzeitreihen im wesentlichen vom Klimasignal geprägt werden. Dessen Gültigkeit wurde schon weiter oben diskutiert. Aus den Analysen über die Klima-Residuen-Beziehung konnten signifikante Beziehungen abgeleitet werden, selbst in dem stark von SO_2 -Immissionen beeinflusste Untersuchungsgebiet Lausitz. Eine augenscheinliche Abhängigkeit von den Standortbedingungen fällt in den Analysen nicht auf.

Nun sind die Residuen, demzufolge die kurzfristigen Variationen, ein Ausdruck des kurzzeitigen Klimageschehens, sprich der Witterung. Diskussionen zum Klimageschehen benötigen aber die Betrachtung des langfristigen Verhaltens. In der Kalibrationsperiode, mehr oder weniger das letzte Jahrhundert, erfolgte nur eine geringe Veränderung des Klimageschehens, auch wenn ein Anstieg der Temperatur [Rapp 2001] oder des Niederschlages [Müller-Westermeier 2001] festgestellt wurde. In den Untersuchungsgebieten Ostdeutschlands wird das mäßige, langfristige Klimasignal von den Auswirkungen der Standortveränderungen überprägt. Somit sind die abgeleiteten Retrofunktionen eigentlich nur für die Rekonstruktion der Witterung verwendbar. Mit Postulat iv) wird festgelegt, dass die gleichen Abhängigkeiten im langfristigen Klimaverhalten gültig sind und keine Anpassungsvorgänge an unterschiedliche Mittelwerte der

Klimaparameter durch die Bäume auftreten. Wünschenswert wären Studien mit längeren Isotopenzeitreihen von sehr alten, mehrhundertjährigen Kiefern, welche die Kleine Eiszeit erlebten und z. B. auf Standorte in Mecklenburg wachsen [Lipfert 2007].

Bevor die Retrofunktionen diskutiert werden, sei noch folgendes Beispiel erörtert, welches die Schwierigkeiten der Klimakalibration auf der Basis von Korrelationsanalysen demonstriert. Für den Standort Jena berechnet man einen signifikanten Zusammenhang zwischen der Mitteltemperatur von Juni bis September und den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Werten. Dies überrascht, da die unkorrigierten $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ noch den Einfluss der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ und die Auswirkungen der Luftverunreinigungen beinhalten. Aus der Abbildung 5-5A) erkennt man, dass neben der Ähnlichkeit in den kurzfristigen Variationen von Temperatur und Isotopenwert ebenfalls ein gleichartiger langfristiger Verlauf vorliegt, wodurch sich die signifikanten Korrelationskoeffizienten begründen. Erst in den 1990er weichen sie voneinander ab. In einem solchen Fall würde man selten eine Verfälschung der Klimazeitreihe annehmen. Nach den Erläuterungen von Rapp, der sich mit den Problemen von Klimatrends auf Basis der Stationsdaten und deren Repräsentanz beschäftigte, vergrößert sich ab 1950 die Differenz der gemessenen Temperatur von Jena gegenüber den Messungen der benachbarten Stationen [Rapp 2000]. Die Verfälschung beginnt schleichend und findet um 1990 ihr Ende (Abb. 5-5B)). Eine Erklärung für diesen Effekt bietet Rapp nicht an. Bedenkt man die Lage der Station, im Tal und mitten in der Stadt, so kann die Ursache für den langfristigen Verlauf der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ und der Temperaturen die gleiche, nämlich die Emissionen durch Kohleverbrennung sein. Durch diese entstand über der Stadt eine Dunstglocke, die zu einer höheren Temperatur innerhalb dieser führte und somit zur beobachteten positiven Differenz gegenüber den Nachbarstationen. Oben am Muschelkalkhang und außerhalb der Stadt „spüren“ die Kiefer nichts von dieser leichten Temperaturerhöhung. Dort führten die emittierten Luftschadstoffe zu einem Anstieg der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$, wodurch der fallende Trend infolge des Einflusses der $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ kompensiert wurde. Mit Verringerung der Emission und der Verbesserung der Smogsituation nach 1990 findet die Überhöhung ein Ende und die gemessenen Temperaturwerte gleichen sich denen der anderen Stationen an. Es liegt also ein kausaler Zusammenhang über eine dritte Größe (und damit eine Scheinkorrelation) vor.

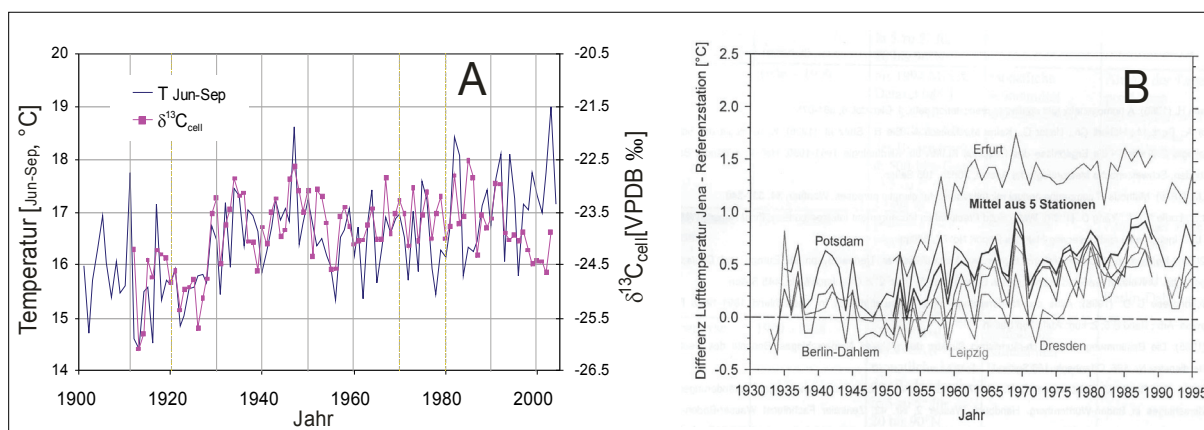


Abbildung 5-5: A: Aus dem Vergleich des Temperaturmittelwertes von Juni-September mit den $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ von Jena erkennt man bis 1990 ein gleichförmiges langfristiges Verhalten. Damit berechnen sich signifikante Korrelationskoeffizienten. B: Der langfristige Trend der Mitteltemperatur von Jena weicht gegenüber den Werten anderer Stationen positiv ab (aus Rapp [2000]).

5.6.3 Retrofunktionen

Um aus dem Klimaarchiv der fossilen Kiefern von Reichwalde die gewünschten Informationen heraus zu filtern, sollten aussagekräftige Retrofunktionen erstellt sowie deren Möglichkeiten und Grenzen diskutiert werden. Im Kapitel 4.4.3 wurde die Vorgehensweise erläutert und die ermittelten Retrofunktionen durch die Modellierung von Klimadaten überprüft. Aus den Resultaten kristallisieren sich Funktionen heraus, mit denen interannuelle Variationen rekonstruiert werden können. Einmal aus den Residuen der $\delta^{13}\text{C}$, die der Mitteltemperatur der Monate Juni bis September und aus den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$, die der relativen Feuchte der Monate Mai bis September. Es gilt:

$$(25) \quad \Delta T_{\text{Jun-Sep}} = S_{TC} \cdot \delta^{13}C_{\text{resid}} \quad \text{mit } S_{TC} = 1,05 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{‰} \quad (\pm 0,16 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{‰}; r^2 = 0,42)$$

und

$$(26) \quad \Delta h_{\text{Mai-Sep}} = S_{hO} \cdot \delta^{18}O_{\text{resid}} \quad \text{mit } S_{hO} = -2,99 \text{ } \text{‰}/\text{‰} \quad (\pm 0,36 \text{ } \text{‰}/\text{‰}; r^2 = 0,52).$$

Es wurde versucht, die Sensitivitäten als die wichtigsten Parameter in der Klimakalibration zu optimieren, und eine bessere Prognose von Spitzenwerten zu erreichen. Jedoch zeigte die Validierung, dass mit der mittleren Sensitivität die beste relative Güte der Schätzung erreicht wird. Ein direkter Vergleich der in dieser Arbeit ermittelten Sensitivitäten mit Literaturdaten ist schwer möglich, da oft anderes Material verwendet wurde. Allerdings ordnet sich die reziproke Sensitivität S_{CT} mit ca. $0,4 \text{ } \text{‰}/^{\circ}\text{C}$ in den in der Literatur angegebenen Bereich ein (siehe Tab. A-2).

Um aus den relativen Abweichungen der Klimaparameter, abgeschätzt mit den Gleichungen (25) und (26), absolute Größen zu erhalten, fehlen die absoluten Glieder in den linearen Gleichungen. Diese hängen wesentlich von den Niveaus der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ bzw. $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ ab und damit wiederum, wie in den vorhergehenden Kapiteln schon diskutiert, von den nichtklimatischen Umweltbedingungen. Erst wenn durch weitere Proxydaten eine Angabe zu einem Mittelwert der rekonstruierten Klimaparameter, zu einem beliebigen Zeitpunkt innerhalb der „Late Glacial Chronologie“, möglich ist, kann man durch ‚Einhängen‘ der modellierten Variationen absolute Daten erzielen.

In diesem Zusammenhang sei darauf verwiesen, dass die in der Dendroklimatologie übliche und vereinfachende Methode – Analyse von Korrelation – um die Güte des Modells zu überprüfen, nur bedingt funktioniert. Da die Daten, auch wenn sie in zwei Teile aufgetrennt werden, aus einem Datensatz abgeleitet sind und somit unter gleichen Bedingungen erhoben wurden, ergibt sich für Regression und Validierung eine äquivalente Aussage. Zum Beispiel ergibt sich für die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ des Standortes Jena eine signifikante Korrelation mit den Sommerniederschlägen. Teilt man den Datensatz auf und überprüft mit einem Teil die Regression via Korrelation, so findet man signifikante Koeffizienten und nimmt die Gültigkeit des Modells an. In der Modellvalidierung mit den Fehlermaß RGS ergibt sich als Aussage ein nicht zufriedenstellendes Modell. In der Abbildung 4-16 werden mit den modellierten Klimadaten zwar die Spitzen nachgezeichnet, wodurch sich die signifikanten Koeffizienten ergeben, aber eine gute Schätzung der Regenmenge erfolgt nicht. Somit erreicht man mit der Überprüfung mit Korrelationskoeffizienten eine qualitative Aussage über die Regenmenge, nämlich viel oder wenig, eine quantitative Schätzung ist aber nicht möglich. Im positiven Sinne existiert damit, neben den beiden quantitativen Modellen für die Klimarekonstruktion, ein qualitatives, nämlich Aussagen über die jährliche Niederschlagsmenge durch die $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$.

5.7 Die Chronologien aus den fossilen Bäumen als Proxydaten

Ziel der Erstellung der Isotopenchronologien war es, die Verhältnisse stabiler Isotope als Proxydaten für eine Klimarekonstruktion des Spätglazials zu gewinnen. Vielfach wird in Arbeiten aus der Literatur die Klimaabhängigkeit der Daten unterstellt. Es gilt aber vorher einige Betrachtungen vorzunehmen, denn Proxydaten sind indirekte Daten, deren Klimainformation durch klimasensitive Prozesse (I) gesteuert wird. Ihr Wert hängt davon ab, wie gut die Klimainformation (II) gespeichert ist, und ob man durch eine Analyse (III) diese wieder herausfiltern kann. Um als Grundlage in einer paläoklimatologischen Arbeit zu dienen, muss neben der zuverlässigen Quantifizierung der vorzeitigen Klimawerte auch eine sichere Datierung (IV) vorliegen. Diese vier Punkte I bis IV sind immer zu überprüfen, was häufig vernachlässigt wird, und Voraussetzungen, um eine Klimarekonstruktion anhand der „Reichwalder Isotopenchronologien“ zu ermöglichen.

Sehr schnell geprüft sind die Punkte I und IV. Die Datierung stützt sich auf die Studien anderer Gruppen [AG Paläobotanik der Universität Hohenheim, Friedrich et al. 2004, Kromer et al. 2004]. Die Qualität der Arbeiten sollte eine relativ exakte Zeitangabe ermöglichen und wird hier nicht in Zweifel gezogen. Ein ebenfalls akzeptiertes Forschungsergebnis ist die Klimaabhängigkeiten der Kohlen- und der Sauerstoffisotopenverhältnisse in der Jahrringcellulose von Bäumen. Dieser Fakt ist sowohl aus der Literatur bekannt [Zitate siehe Tabelle A-2 und A-3] als auch Ergebnis der eigenen Arbeit (siehe Kap. 5.6). Die physikalischen und pflanzenphysiologischen Prozesse, welche zu einer klimaabhängigen Fraktionierung der Isotope führen, sollten sich innerhalb der letzten 15'000 Jahre nicht verändert haben. Deshalb sollten *prinzipiell* die gleichen klimasensitiven Prozesse im Spätglazial abgelaufen und eine Übertragung der Klimakalibration möglich sein.

Die Möglichkeit der Analyse und damit die Erfüllung der dritten Voraussetzung hängt von zwei Kriterien ab:

1. den präparations- und labortechnischen Möglichkeiten und
2. die Anwendbarkeit des Isotopenwert-Klima-Modells.

Schwierigkeiten in der Präparation wie in Kapitel 3.3 erläutert, konnten überwunden werden. Man sollte sich dennoch bewusst sein, dass noch ein Einfluss von Proben mit braunen Verfärbungen auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie vorhanden sein könnte. Unschärfen, insbesondere in der jahrgenauen Trennung (wobei hier auf die hohe Qualität der Arbeit des technischen Personals vertraut werden kann), sind in Kauf zu nehmen. Generell gilt, dass die Unsicherheiten aus der Präparation für die Klimainterpretation als zufällige Messfehler zu bewerten sind. Durch geeignete Verfahren kann man diesen minimieren. Von Vorteil war die individuelle Analyse der fossilen Bäume, wodurch eine nachfolgende Datenkorrektur ermöglicht wurde. Der Mangel einer nicht durchgehenden, mindestens vierfachen Belegung wird durch die Korrekturmöglichkeit ausgeglichen. Somit gelang es, repräsentative Isotopenchronologien für das Spätglazial unter Ausnahme der Periode von 1650 bis 1852 (LG1), auf die noch später eingegangen wird, zu erstellen und die sich für die Analyse der Klimainformation eignen.

Die in dieser Arbeit ermittelten Retrofunktionen sind an die im Projekt angewendeten Methoden angepasst und sollten, wie schon weiter oben erläutert, für das Spätglazial gelten (Postulate iii und iv). Ein wichtiger Bestandteil der Anwendbarkeit der Retrofunktionen ist deren Validierung mit Datensätzen von Standorten unterschiedlicher Charakteristika und Regionen. Dadurch können die Isotopenwert-Klima-Modelle verallgemeinert und mit der erreichten Güte deren Gültigkeit angenommen werden.

Schwieriger gestaltet sich die Erfüllung der Voraussetzung II, da unbekannt ist, welcher klimatische und nicht-klimatische Anteil im Ausgangssignal, also in den Isotopenwerten der Cellulose von den fossilen Bäumen, vorliegt. Im optimalen Fall wären alle Variationen der Isotopenverhältnisse durch das Klima verursacht. Die Ergebnisse aus den Studien dieser Arbeit an den rezenten Kiefern zeigten die Wirkungen einiger nicht-klimatischer Größen (siehe Kapitel 6.6). Die anthropogen bedingten Variationen können für die „Reichwalder Chronologien“ vernachlässigt werden, da weder eine vergleichbar extreme Luftverschmutzung, noch eine stetige Veränderung des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ durch die massenhafte Verbrennung biogener Rohstoffe bekannt ist. Untersuchungen von Indermühle et al. zeigen nur geringfügig schwankende Werte des $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ [Indermühle et al. 1999].

Bedeutendere Auswirkungen können Bestandsveränderungen haben, die zu juvenilen Trends führen. Wie schon im Kapitel 4.4 angeklungen, kann dieser Effekt zusammen mit den Jahrringanalysen aufgedeckt werden, wobei grundsätzlich angenommen wird, dass abrupte Änderungen des langfristigen Trends in den Isotopendaten, welche mit einem plötzlichen Anstieg des Flächenzuwachses in den Jugendjahren einhergeht, als ein juveniler Trend deklariert werden. Beim Aufbau der Chronologien wurden die Phasen mit einem deutlichen juvenilen Trend nicht beachtet und sind somit auch nicht in die Zeitreihen eingegangen. In diesem Zusammenhang ist der drastische Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ab 1820 (LG1) im unteren Ast als ein Artefakt zu werten, der sich möglicherweise aus einer Bestandsveränderung für den Baum 3065 ergibt. Die Anstiege der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ und des Flächenzuwachses treten in einem höheren Alter auf und zeigen somit keinen eindeutigen juvenilen Trend an, könnten aber durchaus eine Bestandsveränderung dokumentieren.

Für das Spätglazial und dem Standort Reichwalde wurden Veränderungen in den Grundwasserständen dokumentiert [Van de Kroft et al. 2002]. Da dies möglicherweise zu Variationen in den damaligen Feuchtebedingungen der Prohebäume führte, kann die klimatische Interpretation verfälscht werden. Um dies zu umgehen, wird als erstes angenommen, dass die Auswirkungen von unterschiedlichen Feuchtebedingungen durch die Niveauanpassungen ausgeglichen werden konnten. Zum anderen, dass wechselnde Grundwasserstände in den 810 Jahren der Chronologien selten auftraten. Der Versuch mittels Residuenbeziehungen den Zeitpunkt möglicher Veränderungen zu erkennen, führte zu keinem eindeutigen Ergebnis, da die Beziehungen standortunabhängig sind. Im Umkehrschluss bedeutete dies, zusammen mit der hohen Ähnlichkeit in den kurzfristigen Variationen der $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ aus den fossilen Kiefern, dass die Klimainformation in den Residuen gespeichert ist, was wieder darauf hinaus läuft, dass zumindest eine quantitative Rekonstruktion der Klimavariationen von Jahr zu Jahr (also eigentlich der Witterungsbedingungen) möglich sein sollte.

5.8 Klimarekonstruktion des Spätglazials

Geht man davon aus, dass die Temperaturvariation während des Spätglazials wahrscheinlich in einer vergleichbaren Dimension auftrat wie heute, so kann man anhand der berechneten Klimaschwankungen die Zweckmäßigkeit der Retrofunktion testen und die Anwendbarkeit des Postulates iv) überprüfen. Dazu wird die Retrofunktion $\Delta T_{\text{Jun-Sep}}(\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}})$ (Gleichung 25) auf die Residuen ($\sigma = 0,35\%$) der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie angewendet. Es ergibt sich für die Variation der Sommertemperatur (Juni bis September) in der spätglazialen Periode eine Standardabweichung von rund $0,38\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0,06\text{ }^{\circ}\text{C}$). Gegenüber den heutigen Variationen von $\approx 0,83\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $0,95\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Periode 1900–2002, Station Cottbus bzw. Potsdam) scheint dieser Wert unterschätzt zu werden. Auch wenn die RGS in der Validierung mit der maximalen Sensitivität kleiner ist, so gelingt die Rekonstruktion der Spitzenwerte mit einem Wert in der Nähe der maximalen Sensitivität besser. Berechnet man das 10%- und 90%-Quantil, wodurch die Spitzenwerte repräsentiert

werden, und davon den Abstand (also den Interdezilbereich), so beträgt dieser für die $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ des Standortes Lausitz-unten 0,86‰ und für die Residuen des Temperaturmittels der Monate Juni bis September (Station Cottbus) in den entsprechenden Jahren 1,9 °C. Daraus ergibt sich mit ca. 2,2 °C/‰ ein größerer Wert als die abgeschätzte maximale Sensitivität von S_{TC} . Möglicherweise wäre für die Temperaturrekonstruktion ein Wert in der Nähe der maximalen Sensitivität zweckmäßiger, was der optische Eindruck in der Abb. 4-14 unterstützt, in dem die Spitzenwerte deutlicher übereinstimmen. Nimmt man umgekehrt an, dass die Größenordnung der Temperaturschwankungen korrekt abgeschätzt wird, so wäre das spätglaziale Klima von Jahr zu Jahr ausgeglichener. Zu bedenken bliebe noch, dass die Standardabweichung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ von den rezenten Kiefern ($\sigma = 0,45\text{‰}$) über der Standardabweichung der fossilen Chronologie liegt (siehe auch Abb. 4-23).

Ein anderes Bild findet man, wenn die Variation der relativen Feuchte im Spätglazial mit der Retrofunktion $\Delta h_{\text{Mai-Sep}}(\delta^{18}\text{O})$ (Gleichung 26) aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Residuen der „Reichwalder Chronologie“ abgeschätzt wird. Für die mittlere Sensitivität ergibt sich eine berechnete Standardabweichung der relativen Feuchte (Mai bis September) von 2,4% gegenüber 3,2% der instrumentellen Daten im letzten Jahrhundert (gemessen an der Station Potsdam; 2,8% in Jena). Vergleicht man die Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ aus den Werten der fossilen Kiefern ($\sigma = 0,81\text{‰}$) mit der aus den rezenten Kiefern ($\sigma = 0,84\text{‰}$), so sind sie etwa gleich und damit sollte die mittlere Sensitivität die zweckmäßigste für eine Klimarekonstruktion sein.

Die Bestimmung von jährlichen Klimavariationen erfüllen noch nicht die Kriterien für eine Klimarekonstruktion. Klima beschreibt einen langfristigen Zustand der meteorologischen Erscheinungen an einem Ort. Wie in der Diskussion über die Retrofunktionen schon erläutert, gelingt es nicht sicher, einen Mittelwert aus den Isotopendaten in einen des Klimas zu übersetzen. Um dieses Problem zu umgehen, rekonstruiert man zuerst aus den Proxydaten langfristige Variationen um einen fiktiven Mittelwert und diskutiert diese. Später wird die Größe des fiktiven Mittelwerts aus dem Vergleich mit anderen Arbeiten [z.B. Renksen & Isarin 2001] bzw. zur heutigen Situation und den eigenen Daten abgeschätzt. Dabei zielt der erste Schritt auf eine qualitative Beschreibung der Zustände ab, die mit relativen quantitativen Angaben unterstützt wird. Für die qualitative Beschreibung sei noch einmal erwähnt: niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte können kühlere oder feuchtere Bedingungen anzeigen, ansteigende dementsprechend wärmere oder trocknere. Positivere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte indizieren eine geringere relative Feuchte und damit trocknere Konditionen. Für die nachfolgenden quantitativen Angaben werden die Retrofunktionen $\Delta T_{\text{Jun-Sep}}$ (Gleichung 25) und $\Delta h_{\text{Mai-Sep}}$ (Gleichung 26) mit einer mittleren Sensitivität verwendet, wobei zu bedenken wäre, dass die Temperaturangaben wahrscheinlich etwas unterschätzt werden.

Als Ausgangspunkt für eine langfristige klimatische Interpretation der spätglazialen Isotopenzeitreihen dient die $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie. Die zeitlichen Angaben beziehen sich in den Erläuterungen auf die relative „Late Glacial Chronology“. Ein Bezug zur absoluten Zeitskala wird erst am Ende dieses Abschnittes hergestellt. Anhand der Abbildung 5-6 erkennt man eine erste Periode (I) von 1193 bis etwa 1390 (LG1), die von relativ deutlichen Variationen des langfristigen Trends um einen Mittelwert (**A**) von -23,65‰ geprägt wird. Dieser Trend wird von starken kurzfristigen Schwankungen überlagert. In diesem Zeitabschnitt findet man das absolute Maximum der $\delta^{13}\text{C}$ -Chronologie (-21,72‰) im Jahre 1260 (LG1), was gegenüber dem langjährigen Mittel eine Temperaturerhöhung von ca. 2,0 °C entspricht. Zum Vergleich, der warme Sommer 2003 (Juni – September) lag gegenüber der Referenzperiode von 1961 bis 1990 um 2,4 °C über dem Mittel. Ab 1390 (LG1) sinken die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und erreichen in der nächsten Periode (II) mit -24,70‰ (Mittelwert von 1390–1550 (LG1)) ein deutlich niedrigeres Niveau (**B**). Es berechnet sich ein Temperaturrückgang von ca. 1,1 °C. Dieser kühlere Zeitabschnitt hält etwa bis 1550 (LG1) an. Da-

nach steigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte langsam an und erreichen nach 1610 (LG1, Periode III) ein Niveau (C) von rund -24,0‰, um das die Chronologie bis zum Jahre 2000 (LG1) langfristig schwankt (Periode IV).

Überträgt man die Perioden I–IV auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Chronologie, so findet man im Abschnitt I eine hohe Variabilität der langfristigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit einer Maximum-Minimum Differenz von ca. 3,8‰, was einer Schwankung der relativen Feuchte um 11,4% entspricht. Mit dem Übergang in die Periode II endet die hohe Variabilität. Die $\delta^{18}\text{O}$ erreichen dann ein relativ stabiles Niveau um 30,1‰, welches nur geringfügig unter dem in der Abbildung 5-6 eingezeichneten Niveau L (30,56‰) liegt. Das Niveau L entspricht dem Mittelwert von 1850 bis 2002 (LG1). Die langfristigen Variationen der rekonstruierten relativen Feuchte in den Perioden II und IV liegen mit einer Amplitude von etwa 1,4% unter den Schwankungen von Jahr zu Jahr (s.o.), eine Eigenschaft, die man aus den Studien an rezenten Kiefern kennt.

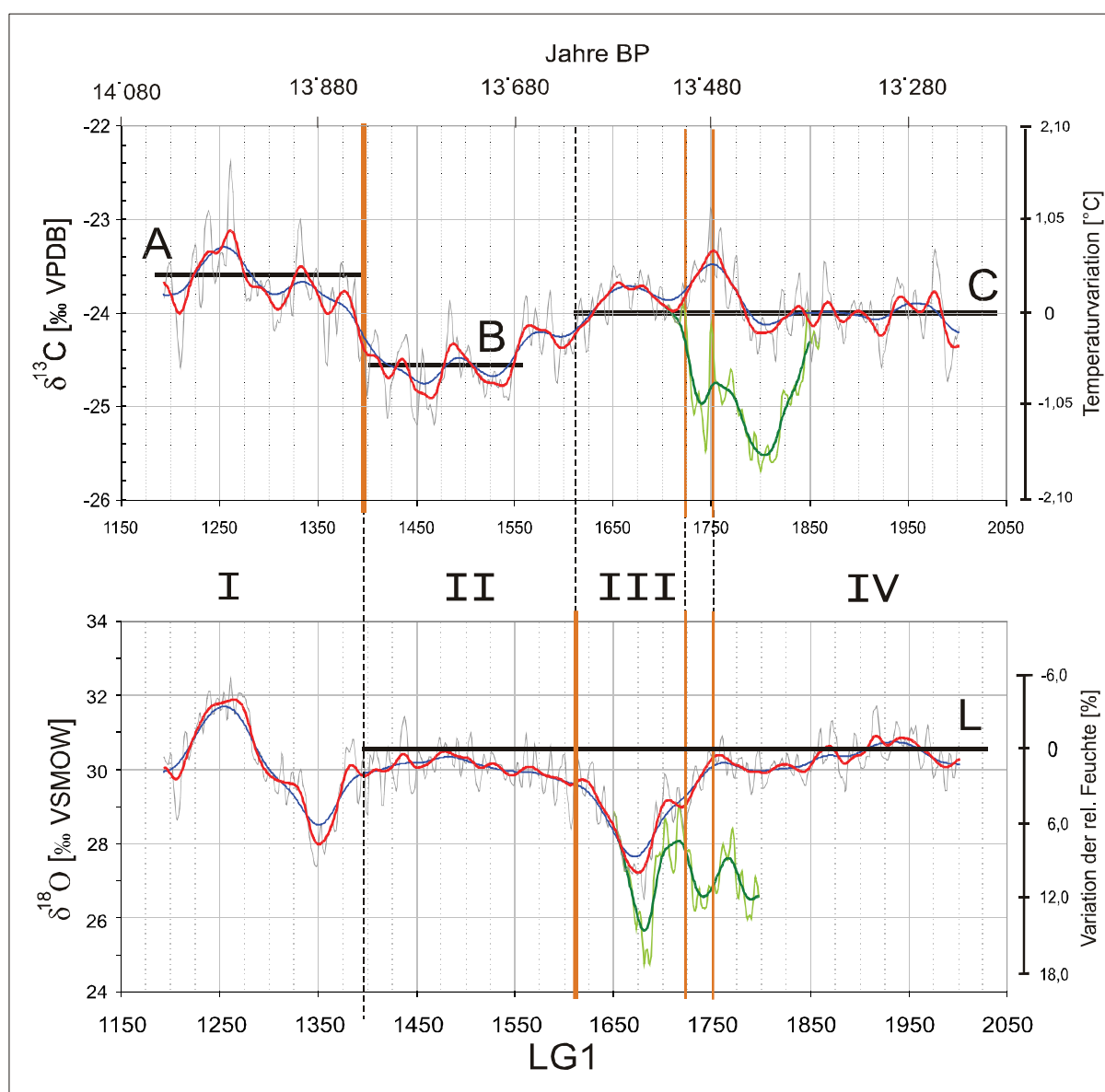


Abbildung 5-6: Die gaussgemittelten Chronologien zur Darstellung von kurz- (grau, Fenster 5 a) und langfristiger (rot, Fenster 41 a) sowie centennial (blau, 101 a) Klimaschwankungen. Der untersuchte Abschnitt des Spätglazials kann in vier Perioden unterteilt werden. Von der Periode I zu II wird ein Temperaturrückgang von ca. 1,1 °C abgeschätzt. In der III. Periode zeigt sich eine Zunahme der Feuchtigkeit, die nachfolgend zu einer Standortveränderung führte (1717–1750 LG1). Relativ stabile Bedingungen charakterisieren die IV. Periode.

Der stabile Abschnitt der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Chronologie wird ab 1610 (LG1) durch auffallend sinkende $\delta^{18}\text{O}$ -Werte unterbrochen, die um 1680 (LG1) ihr Minimum erreichen. Im langfristigen Mittel entspricht dies einem Abfallen im unteren Ast der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Chronologie um ca. 4‰. Mit der Retrofunktion $\Delta h_{\text{Mai-Sep}}$ für die kurzfristigen Variationen ergibt sich ein Anstieg der relativen Luftfeuchte in den Monaten Mai bis September um ca. 12%. Ob im Spätglazial der Anstieg in dieser Quantität existent war, bleibt Spekulation. Man kann festhalten: in dieser Periode existierte wahrscheinlich ein feuchterer Zustand, der nicht mit der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Chronologie erfasst wird. Gleichzeitig beginnt in dieser Periode die Teilung der Sauerstoffisotopenchronologie, wobei beide Äste bis 1717 (LG1) noch ähnlich verlaufen. Danach tendieren sie in unterschiedliche Richtungen und verlaufen ab 1750 (LG1), mit einem Abstand von ca. 3‰, wieder annähernd parallel. Im gleichen Jahr 1717 (LG1) teilt sich die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Chronologie in zwei Äste auf und beide verlaufen in gegensätzlichen Richtungen. Diese Tendenz endet wiederum 1750 und der Verlauf wird ab diesem Zeitpunkt ebenfalls parallel, bis der Trend in der fossilen Probe 3065 die $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ wieder ansteigen lässt.

Wie kann man nun die Aufteilung der Chronologien und die unterschiedliche Tendenzen ab 1717 (LG1) erklären? Da die Residuen der einzelnen Bäume untereinander ähnlich sind, liegt der Verdacht des Wirkens einer nicht-klimatischen Größe nahe. Das Absinken der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte deutet darauf hin, dass der Aufteilung eine feuchtere Periode voraus geht. Die Trennung erfolgt dann, wenn eine Gruppe von Bäumen isotopisch schwereres Bodenwasser aufnimmt. Dies könnte mit dem Entstehen eines lokalen Fließgewässers verbunden sein. Zusätzlich weiß man aus den $\delta^{13}\text{C}$ -Studien an rezenten Kiefern feuchter Standorte, dass geringfügige Variationen in den Standortbedingungen eine unterschiedliche Sensibilität auf Feuchtevariationen hervorrufen können (siehe Diskussion Mühlensee). Niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte werden durch eine Vernässung des Standortes bewirkt. Die unbeeinflussten Kiefern stehen etwas erhöht und in größerer Distanz zum Fließgewässer, besitzen dadurch positivere $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ und werden nicht von dem Bodenwasser $\delta^{18}\text{O}_s$ mit verändertem Isotopenwert erreicht. Somit könnte ab 1717 (LG1) eine sukzessive Vernässung stattgefunden haben, die etwa 1750 (LG1) endete.

Stellt man eine Entwicklung des Klimas für den untersuchten Zeitraum im Spätglazial anhand beider Isotopenchronologien zusammen und überträgt die relative Zeitskala auf absolute Jahre vor heute, so könnte diese folgendermaßen abgelaufen sein:

- Den Beginn im Abschnitt **I** von 1193 bis 1390 LG1 (14'037–13'840 BP) markiert eine relative instabile, aber insgesamt *wärmere und trocknere* Epoche von ca. 200 Jahren mit maximalen Werten um 1260 LG1.
- Diese geht in eine verhältnismäßig *stabile*, aber *kühlere* und ebenfalls ca. 200 Jahre dauernde Phase **II** von 1391 bis 1610 LG1 (13'839–13'620 BP) über.
- Es schließt sich dann eine *sehr feuchte* 140 -Jahre dauernde Periode **III** (1610 bis 1750 LG1) (bis 13'480 BP) an, während dieser Zeit wird eine lokale Vernässung einiger Standorte ab ca. 1717 LG1 (13'513 BP) beobachtet.
- In den darauf folgenden 250 Jahren (**IV**, 1750–2002 LG1, bis 13'228 BP) bleibt das Klima relativ *stabil* und insgesamt *etwas wärmer* als in Phase II.

Vergleicht man die Ergebnisse mit denen von anderen Proxies, so fällt auf, dass dort die Übergänge ebenfalls exakt terminiert wurden. Es ist sehr einprägsam, die Phasen mit einem senkrechten Strich auf ein bestimmtes Jahr festzulegen (siehe Abb. 5-6). Die Realität weicht jedoch davon ab, denn außer dem Ereignis um 1717 (LG1) dauern die Übergänge mehr oder weniger lang. Zum Beispiel fallen die $\delta^{13}\text{C}$ -

Werte und damit äquivalent die abgeschätzte Sommertemperatur im Übergang von Phase I zu II, welcher auf das Jahr 1390 (LG1) terminiert wurde, fast 50 Jahre lang von etwa 1375 bis 1420 (LG1) kontinuierlich.

Eine Ausnahme von den dynamischen Vorgängen kommt dem recht exakten Beginn der hier determinierten Vernässung des Standorts von Reichwalde um 13'513 BP (1717 LG1) zu. Für etwa den gleichen Zeitpunkt dokumentiert Brauer et al. [1999] einen „*moment of instability within the sedimentary system*“ der durch einen „*15 mm thick slump overlain by a turbidite (27 mm)*“ angezeigt wird. Die nachfolgenden dickeren Varven deuten nach Brauer et al. auf höhere Niederschläge bzw. eine offene Vegetation, infolge kühleren Bedingungen hin. Ein ähnlich abruptes Ereignis könnte aus dem gleichen Signal bewirkt werden. Vergleicht man beide miteinander, so sollte feuchtere Bedingungen, demgemäss ein Anstieg der Niederschlagsmenge, das Signal sein. Eine gleichzeitige deutliche Variation der Temperatur wurde nicht beobachtet. Damit stände das Ereignis auch nicht im Widerspruch zu der Studie von Björck et al., der für den betreffenden Zeitraum eine Phase gleichen Charakters mit wenig variierenden Temperaturen postuliert [Björck et al. 1998]. Das aus den Eisbohrkernen abgeleitete Temperatursignal beinhaltet globale Veränderungen. Dagegen sollten steigende Niederschläge einen regionalen Charakter besitzen. Demzufolge wäre der von Brauer et al. als ‚Older Dryas‘ bezeichnete Zeitabschnitt eine feuchtere Periode, die (mindestens) den mitteleuropäischen Raum betreffen würde. Unterstützt wird diese These von den Untersuchungen von Wennrich [2005], der für den gleichen Zeitpunkt eine „*...intensive Bodenerosion*“ in den Süßen See in Mitteldeutschland beobachtete. Begleitende Effekte, wie eine evtl. bewirkte Vegetationsveränderung, können aus den hiesigen Studien nicht abgeleitet und sollten durch Konnektierung mit anderen Proxies bestimmt werden.

Berücksichtigt man die dynamischen Übergänge, so korrespondiert der Temperaturrückgang in der Phase II mit einer für diesen Zeitabschnitt von Brauer et al. angegebenen kühleren Periode, die dort mit ‚Oldest Dryas‘ bezeichnet wird [Brauer et al. 1999]. Der in dieser Arbeit abgeschätzte Temperaturrückgang von etwa 1,1 °C könnte zu gering sein, um als Signal in den Studien von Björck et al. [1998] und von de Klerk [2004] dokumentiert zu werden. Für etwa den gleichen Zeitpunkt beschreibt Peyron et al. [2005] eine geringfügige Abkühlung mit einem Rückgang der Temperatur von etwa 0,75 °C – 1 °C, somit in einer ähnlichen Größenordnung, und bezeichnet sie als ‚Older Dryas‘. Allerdings basiert die Datierung der Ereignisse in der Studie von Peyron et al. auf ¹⁴C-Messungen, weshalb sie nicht so exakt möglich ist (siehe Kapitel 2.5) und die Interpretation lehnt an die Arbeit von Björck et al. [1998] an. Dieser wiederum postuliert, wie de Klerk [2004], eine kühlere Periode (um 14'050 bis 13'900 BP, GI-1d und Offene Vegetation Phase II, siehe Abbildung 2-4), die sich mit der Phase I überschneidet. Lägen diese Datierungen etwas früher, könnte am Ende der dort postulierten kühleren Periode die Entwicklung des spätglazialen Waldes von Reichwalde liegen und er wäre als eine Reaktion auf eine Klimaerwärmung zu deuten. Ein Widerspruch zu der Arbeit von Brauer et al. [1999] ergibt sich nicht, da im unteren Kernbereich die Varven schlecht erhalten sind und eine gleichmäßige Varvenbildung erst ab 14'020 (Varvenjahre BP) beobachtet wird. Ab diesem Zeitpunkt wird bei ihm von einer Stabilisierung der Umweltbedingungen ausgegangen, die nach den vorliegenden Untersuchungen am Ende der Periode I erreicht wird.

Eine Abschätzung der sommerlichen Temperatur im Interstadial, die auf die Lokalität von Reichwalde übertragbar wäre, geben die Arbeiten von Renssen & Isarin [2001] und Peyron et al. [2005], wobei die Werte für einen großen Zeitbereich (ca. 2000 Jahre) bzw. geographischen Raum (zentrales Mitteleuropa) abgeschätzt werden. Daher ist der Unsicherheitsbereich groß und es ist nicht verwunderlich, wenn Renssen & Isarin [2001] schreibt „*... in summary, we propose that the 'true' GI-1e July temperature have been intermediate between our simulated and reconstructed values*“, also einem Wert zwischen 17–21 °C und

15 °C. Für das Gebiet um den Lautrey-See im Jura-Gebirge bestimmte Peyron et al. [2005] eine Julitemperatur, die im Bölling-Allerød-Komplex graduell in zwei Schritten von 14 °C auf 16,5 °C ansteigt. Beide Angaben entsprechen in etwa einem geringfügig niedrigeren Wert, verglichen mit der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts. Am Lautrey-See liegt die heutige Julitemperatur bei 16,0 °C und in Cottbus – somit im zentralen Mitteleuropa – um 18,3 °C. Die in der vorliegenden Arbeit bestimmte Diskriminierung der spätglazialen Kiefern liegt über der der rezenten Kiefern. Auch wenn die Diskriminierung wesentlich von den Standorteigenschaften beeinflusst wird, so ist diese Eigenschaft ein Zeichen dafür, dass man wahrscheinlicher eine geringfügig niedrigere Temperatur gegenüber heute für den untersuchten Abschnitt des Spätglazials annimmt. Eine bessere Mittelwertabschätzung könnten die Ergebnisse der anderen Fachgebiete im interdisziplinären Projekt Reichwalde, in das sich die Isotopenanalysen einbetten, ergeben.

Somit würde der spätglaziale Wald von Reichwalde eine Klimaentwicklung dokumentieren, die nach einer globalen Klimaerwärmung beginnend (um 14'050 BP) in eine Phase der Stabilisierung übergeht (bis \approx 13'800 BP). Nach einer langsamen, aber stetigen Abkühlung folgt eine geringfügig kühlere Episode (bis \approx 13'600 BP). Ein zögerlicher Temperaturanstieg ist mit einer Zunahme der feuchten Witterung in Mitteleuropa verbunden, die speziell im spätglazialen Wald ab 13'513 BP drastische Umweltveränderungen bewirkte und dazu führt, dass sich lokal im Bereich der Ausgrabungsstätte ein Fließgewässer ausbilden konnte. Der Zeitpunkt lag vermutlich um ca. 200 Jahre früher als von Van de Krooft et al. [2002] angegeben (siehe Kap. 2.5). Kurze Zeit später stabilisierten sich die Bedingungen wieder (etwa ab 13'480 BP) und eine gleichförmige Periode schließt sich bis 13'228 BP an, dem Ende der Erhaltung des spätglazialen Waldes. Diese regionale Entwicklung bettet sich in eine globale stabile Klimaperiode ein.

Man ist nun leicht versucht, die Schwankungen des Klimas im Spätglazial mit denen von heute zu vergleichen. In den letzten Dekaden beobachtete man global eine ansteigende Temperatur. Findet man einen ähnlich ansteigenden Trend wie den im 20. Jahrhundert (z. B. um ca. 0,8 °C von 13'680 bis 13'580 BP), so wird man leicht verführt, den zukünftigen Verlauf anhand einer Übertragung der Entwicklung im Spätglazial zu prognostizieren. Auch wenn es heißt „Geschichte wiederholt sich“, so gibt es doch keine stichhaltige Begründung, den aus spätglazialen Daten abgeleiteten Trend auf die jetzt kommenden Jahrzehnte fortzuschreiben. Im Gegenteil, einige wichtige Randbedingungen haben sich in den 13'500 Jahren dazwischen geändert. Die Menschen begannen in den letzten 150 Jahren aktiv in den Strahlungshaushalt des Systems Erde-Atmosphäre einzugreifen. Es wurden strahlungsaktive Luftbestandteile zusätzlich in die Atmosphäre eingebracht (wobei dies nicht nur das allseits bekannte Kohlendioxid betrifft, sondern auch Methan, Stickoxide, Fluorchlorkohlenwasserstoffe u. a.). Daneben haben sich durch die Landnutzung und dem Rückgang der Gletscher- und Schneebedeckung das Absorptions- und Reflexionsvermögen, sprich der Albedo, der solaren Strahlung verändert. An diesem Punkt steht man dann mitten in der Debatte über die Ursachen des beobachteten Erwärmungstrends in der modernen Zeit. Es wäre fatal, die analoge spätglaziale Entwicklung, die in eine stabile längere Zeit übergeht, zu übertragen, da man dann so weiter machen könnte wie bisher. Es hätte dann den Anschein, die derzeitige Klimaentwicklung sei nur ein Übergang in eine geringfügig wärmere Epoche. Bei dieser Überlegung würde man die anthropogene Komponente komplett vernachlässigen. Und genau hier haben die erhobenen Daten ihre Berechtigung. Man könnte den natürlichen Hintergrund aus der Wirkung physikalischer Prinzipien modellieren (so man diese für das Spätglazial hinreichend exakt kennt) und die Simulationsergebnisse mit den ermittelten Daten vergleichen [Schneider von Deimling et.al. 2008]. Somit könnte die Richtigkeit von Modellen getestet werden. Mit dem Einfügen der anthropogenen Komponente (die nebenbei bemerkt unsicher ist und von Empfindlichkeiten abhängt, wie Wirtschaftsentwicklung oder Umweltbewusstsein) wäre dann eine gute Prognose der Klimaentwicklung in den nächsten Jahrzehnten (-hunderten?) möglich.

6 Zusammenfassung

Für das Verständnis der Landschafts- und Vegetationsentwicklung der Vergangenheit ist das Wissen um die Veränderungen des Klimas und der verschiedenen Einflussfaktoren sehr wichtig. Verschiedene Aufzeichnungen und Daten aus den vergangenen Zeiten helfen einerseits, die natürlichen Schwankungen zu erfassen. Andererseits kann man daraus erkennen, welche Faktoren sich gleichzeitig mit dem Klima veränderten und es kann auf mögliche Zusammenhänge geschlossen werden. Ausreichend viele kontinuierliche instrumentelle Aufzeichnungen von Klimaparametern gibt es erst seit Mitte des vorletzten Jahrhunderts und somit können nur in diesem Zeitbereich die Veränderungen mit direkten Daten erfasst werden. Daher werden Klimaschwankungen über frühere Zeitabschnitte oder spezielle Ereignisse in der Vergangenheit (warm zu kalt Übergänge) mit indirekten Daten aus natürlichen Archive enthüllt.

In dieser Arbeit werden als Proxydaten die ersten jährlich aufgelösten $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ - und $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Isotopenchronologien des Spätglazials präsentiert. Diese überdecken einen Zeitraum von 810 Jahren und wurden als schwimmende Chronologien auf die Zeit von 14'037 bis 13'228 (BP) datiert. Die Bildung der Chronologien erfolgte über Einzelbaummessungen, wodurch einige Korrekturen und spezielle methodische Anpassungen möglich waren. Als Anpassung sei die nachträgliche zusätzliche präparationstechnische Behandlung von bräunlich verfärbten Proben genannt. Die vor dieser Arbeit unbekannte Auswirkung auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ -Werte – bis zu 10‰ negativere Isotopenverhältnisse – konnte durch einen zusätzlichen Schritt, eine Säurebehandlung, behoben werden. Das Problem der niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, welches anscheinend durch Eisenverbindungen entstand, könnte eine Lausitzer Spezialität sein, zeigt aber die Notwendigkeit, wenn möglich, fossile Proben nicht zu poolen. Durch Vermischen von weißen und verfärbten Proben wäre dieser Artefakt vermutlich nicht entdeckt worden. Während des Chronologieaufbaus wurden Ausreißern in den einzelnen Messserien infolge der Eisenverbindungen mit dem Verhältnis der $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ zu $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ detektiert. Die Hypothese, dass aus dem Anstieg der linearen Regression zwischen beiden Größen die Standorte qualifizierbar sind, konnte aber nicht bestätigt werden.

Der Wert der erhobenen Isotopendaten hängt von ihrer Repräsentativität als Klimaproxies ab. In der vorliegenden Arbeit wurden die angeführten wichtigsten Kriterien für deren Bewertung auf die Isotopendaten angewendet. Anhand dieser wurde festgestellt, dass die momentan für die Periode des Spätglazials allein stehenden Dendroisotopendaten zumindest für die quantitative Rekonstruktion von kurzfristigen Klimavariationen und der qualitativen Beschreibung verschiedener Phasen geeignet sind. Für eine langfristige Klimawerterekonstruktion muss das Problem der schwankenden Grundwasserstände in der spätglazialen Lausitz geklärt und die Klimamittelwerte müssen mit anderen, auch niedriger aufgelösten Proxies verbunden werden.

Die Umsetzung der quantitativen Klimarekonstruktion erfolgte mit einem eigenen Isotopen-Klima-Modell. Zur Abgrenzung von den üblichen Klima-Isotopen-Modellen, die vorwärts den Einfluss des Klimas auf den Isotopenwert betrachten, wurde dieses als Retrofunktion bezeichnet. Die Besonderheit liegt darin, dass der Zusammenhang zwischen Isotopen- und Klimawert unabhängig vom Weg des Signaltransfers betrachtet wird und dies retrospektiv erfolgt. Ein weiterer wesentlich neuer Punkt des Modells ist die analog zu anderen Wissenschaftsbereichen vorgestellte Modellvalidierung mit Gütemaßen, welche somit in die Dendroklimatologie eingeführt wurde. Der erste Schritt der Kalibration zeigte, dass der Signaltransfer von Klimaparametern in Isotopenwerte keinesfalls stabil gleichförmig ablief. Positiv dagegen war: die Muster der Reaktionen der Isotopenparameter auf die Witterung sind in allen Untersuchungsgebieten ähnlich. Das Feuchteangebot verändert das Muster nicht, es tritt nur stärker oder schwächer hervor. Aus dem Signaltransfer kristallisierte sich eine Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ der Kiefern von der

Sommertemperatur (Juni – September) und vom Sommerniederschlag (Juli – August) heraus, sowie ein Einfluss der relativen Feuchte der Monate Mai – September auf die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$. Zusätzlich kann man einen Zusammenhang der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ zur Jahressumme des Niederschlages ermitteln. Aus diesen Reaktionsmustern wurden die Retrofunktionen für eine quantitative Klimarekonstruktion abgeleitet und mit Gütemaßen validiert. Es ergaben sich für die Rekonstruktion der Temperaturvariationen aus den $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ die Gleichung $\Delta T_{\text{Jun-Sep}} = S_{\text{TC}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ mit $S_{\text{TC}} = 1,05 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{‰}$ und für die relativen Feuchte aus den $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ die Gleichung $\Delta h_{\text{Mai-Sep}} = S_{\text{hO}} \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$ mit $S_{\text{hO}} = -2,99 \text{ } \text{‰}/\text{‰}$.

Durch die Standortauswahl in Wäldern des mitteleuropäischen Tieflandes, dem Regionen übergreifenden Vergleich sowie der hier vorgestellten Validierung wird eine Verallgemeinerung der Retrofunktionen unter den in den Kapiteln 3.6 und 5.6 genannten Voraussetzungen möglich. Es liegt keine Beschränkung auf Extremstandorte vor. Damit heben sich die Retrofunktionen positiv von anderen Rekonstruktionsvorschlägen ab und bedeuten einen weiteren Entwicklungsschritt in der Methodik, die Dendroisotopie für eine Klimarekonstruktion zu nutzen. Die Unsicherheit der statistischen Kalibration verdeutlichen die maximalen bzw. optimierten Sensitivitäten der Retrofunktionen ($S_{\text{TC}} = 2,0 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{‰}$; $S_{\text{hO}} = -3,35 \text{ } \text{‰}/\text{‰}$), wobei die höchste Güte jeweils der Wert aus der linearen Regressionen aufweist. Die Notwendigkeit, die hier vorgeschlagenen Validierung anzuwenden, zeigt sich in der Kalibration mit den Niederschlagsdaten. Die Güte der Retrofunktion lässt keine quantitative Aussage zu. Eine Rekonstruktion von Niederschlagswerten ist nur qualitativ möglich, obwohl das übliche Vorgehen, Bestätigung anhand von signifikanten Korrelationskoeffizienten, dies vortäuschen würde. Im Ergebnis verweisen niedrige $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ bzw. $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ auf eine höhere Niederschlagssumme hin.

In den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der rezenten Kiefern der Regionen Lausitz und Jena zeigt sich ab der Mitte des letzten Jahrhunderts ein ungewöhnlich ansteigender Trend, der nach 1990, mit dem Zusammenbruch der DDR, plötzlich umkehrt und abfällt. Dieser Trend lässt sich nicht mit den bisher beobachteten Ursachen interpretieren. Anhand der Theorie zur Kohlenstoffisotopendiskriminierung konnte der Effekt als eine physiologische Reaktion auf die Belastung der Gebiete mit Luftschadstoffen, insbesondere durch SO_2 , erklärt werden. Es wurde vorgeschlagen, die bestehenden Modelle um eine variable sekundäre Fraktionierung zu erweitern, in welche die Auswirkung der Luftverschmutzung eingeht. Die Größenordnung dieser sekundären Fraktionierung wurde mit etwa 0,08‰ bis 0,21‰ pro $10 \text{ } \mu\text{g}/\text{m}^3 \text{ SO}_2$ abgeschätzt. Die erfolgreiche Erklärung des Effektes zeigt, dass in den Daten aus der Lausitz die Auswirkungen der SO_2 -Belastung auf die Isotopenfraktionierung einzigartig gut dokumentiert sind und mit dieser neuen Erkenntnis ungewöhnliche Trends in anderen Studien verständlich werden.

Um den Einfluss variierender Feuchtebedingungen auf die Isotopenwerte zu studieren, erfolgte ein Vergleich der Daten von rezenten Kiefern mit unterschiedlichen ökologischen Standortbedingungen. Es bestätigten sich die bekannte Abhängigkeit der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ vom Feuchteangebot, d. h. trocknere Bedingungen führten zu positiveren $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$. Neu war, dass die kurzfristigen Variationen kaum beeinflusst werden. Ähnlich unbeeindruckt bleiben die $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ von den unterschiedlichen Feuchtebedingungen. Allerdings werden diese wiederum deutlich von einer Veränderung des Isotopenwertes des Bodenwassers $\delta^{18}\text{O}_s$ beeinflusst. Ändert sich $\delta^{18}\text{O}_s$ durch eine Erhöhung der Verdunstung, z. B. durch Bildung eines offenen Sees infolge des Anstieges des Grundwasserpegels, so weisen die Kiefern am neuen Ufer eine Erhöhung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ auf. Ein weiteres wichtiges Ergebnis der Betrachtung ist die hervortretende Inhomogenität der $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ auf feuchten Standorten. Kleinräumige Variationen der ökologischen Bedingungen können zu deutlichen Variationen des $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ -Niveaus führen. Fasst man die hier beobachteten nicht-klimatischen Wirkungen auf den langfristigen Trend der Isotopendaten zusammen, so werden diese in den Untersu-

chungsgebieten Ostdeutschlands hauptsächlich durch Luftschadstoffe, den $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$ der Atmosphäre, juvenile Effekte und den Variationen im Feuchteangebot verursacht.

Die Anwendung der Retrofunktionen auf die spätglazialen Chronologien führen zu folgenden Erkenntnissen:

- Der untersuchte Zeitabschnitt des Spätglazials lässt sich in vier Epochen unterteilen.
- Die Waldentwicklung beginnt mit einer Klimaverbesserung, die mit steigenden Temperaturen im ersten Abschnitt einhergeht.
- Zwischen den Epochen verlaufen die Übergänge dynamisch, d. h. ein Temperaturabfall bzw. -anstieg erfolgt über mehrere Dekaden. Vom wärmsten zum kühlgsten Abschnitt ergibt sich ein Temperaturrückgang von etwa 1,1 °C. In stabilen Perioden liegen die jährlichen Schwankungen mit ca. 0,75 °C etwas darunter.
- Die relative Feuchte schwankt langfristig in zwei Epochen und bleibt ansonsten auf einem stabilen Niveau, um das sie von Jahr zu Jahr schwankt.
- Für das Jahr 13'513 BP (bzw. 1717 LG1) wird ein abrupter Wechsel dokumentiert, der durch lokale Standortvariationen hervorgerufen wird und ein Ergebnis einer über mehrere Jahre andauernde feuchtere Periode, mit einer Erhöhung der Niederschlagsmenge in Mitteleuropa, ist. Aus dem Vergleich mit anderen Proxies könnte man diese Periode mit ‚Older Dryas‘ bezeichnen, welche dann nicht aus einer Abkühlung hervorging, sondern durch eine Vernässung verursacht wurde.
- Die kühlgste Epoche des untersuchten spätglazialen Zeitraumes (von etwa 13'800–13'620 BP) könnte mit den in anderen Stratigraphien bezeichneten ‚Oldest Dryas‘ korrespondieren.

Die vorgestellte Klimarekonstruktion geht mit der gewählten Vorgehensweise in der Chronologieerstellung, dem erarbeiteten Isotopen-Klima-Modell und der jahrgenauen Auflösung mit einer ausreichenden Belegung weit über die bisherigen Studien zu Klimavariationen des Spätglazials hinaus. Mit den aufgezeigten Einschränkungen bestätigen die Dendroisotope ihr starkes Potential für eine Klimarekonstruktion. Durch die ‚Reichwalder Isotopenchronologie‘ liegen Informationen über natürliche Klimavariationen von mehr als 800 Jahren in annueller Auflösung vor. Aus den detaillierten Informationen zu Temperaturvariationen und Veränderungen der relativen Feuchte könnten zusammen mit andere Proxies (z. B. Pollenanalysen, Makroreste) die Landschafts- und Vegetationsentwicklung differenzierter erfasst und erklärt werden.

Als weitere Anregungen für eine zukünftige Forschung seien folgende Ideen gegeben. In dem interdisziplinären Projekt ‚Paläowald Reichwalde‘ wurden weitere Proxies analysiert. Wünschenswert wäre eine Zusammenführung der Ergebnisse, insbesondere die von den Dendroisotopen mit Jahrringbreiteparameter, Pollenanalysen und Makroreste. Die daraus ableitbaren Schlüsse könnten bedeutungsvoll für die Forschung zur spätglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung sein und würden den Kenntnisstand möglicherweise ein großes Stück weiter voran bringen. Der momentane Disput um die Einteilung des Spätglazials könnte mit den zu erwartenden Ergebnissen eine Lösung finden.

Da die erstellten Isotopenchronologien für das Spätglazial momentan Alleinstellungscharakter besitzen, ist nicht ganz klar, welchen Anteil die lokale bzw. globale Komponente in den Daten bildet. Deshalb wären Isotopenstudien an weiteren spätglazialen Kiefern notwendig, um ein Regionen übergreifenden Vergleich zu ermöglichen und das globale Signal zu filtern.

Mit den beiden Retrofunktionen ist ein Werkzeug zur Klimarekonstruktion gegeben. Man sollte nun dieses auf weitere Standorte bzw. auf sehr alte Bäume anwenden. So wäre z. B. eine Klimarekonstruktion der letzten 350 Jahre anhand lebender Kiefern aus dem Müritz-Nationalpark möglich. Da in dieser Zeit die Klimavariation der ‚Kleinen Eiszeit‘ enthalten ist, käme man dem Problem der Mittelwerte ein Stück näher. Mit Analysen an weiteren Standorten könnte man den angegebenen Bereich der Sensitivität weiter einengen bzw. würde deutlicher, unter welchen Bedingungen ein Wert aus diesem Bereich am wahrscheinlichsten zu verwenden ist.

Wie in Kapitel 5.2 erläutert, ist der pflanzenphysiologische Zusammenhang zwischen Isotopenwert und Trockenstress noch nicht ausreichend geklärt. Es sind weitere Studien notwendig, die sich in die Diskussion um die Reaktionen von Pflanzen auf Wassermangel eingliedern, welche in den ‚Annals of Botany‘ [89, 2002] im Überblick vorgestellt wurde. Als Ergebnis sind zum einen ein besseres Verständnis der pflanzenphysiologischen Prozesse zu erwarten und zum anderen eine Verbesserung der theoretischen Modelle der Isotopenfraktionierung. Hier könnten sich insbesondere die Erkenntnisse zur sekundären Fraktionierung erweitern. Mit dem Aufklären des Zusammenhangs von Trockenheit und Isotopensignal wäre auch eine verbesserte Klimainterpretation von Isotopendaten verbunden.

Last but not least, mit der Erkenntnis der gravierenden Wirkung von Schwefeldioxid auf die Isotopenwerte sollten vertiefende Studien zu weiteren Luftschadstoffen, unter anderen Ozon und NO_x , durchgeführt werden. Es könnte sein, dass man dann Trends in älteren Isotopenstudien aus einem neuen Blickpunkt diskutiert.

7 Summary

Knowledge about climate changes and the different influencing factors is very important for understanding landscape and vegetation evolution. On the one hand, various records and data of past times help to capture natural variations. On the other hand, one can recognize those factors that change synchronously with the climate and find possible correlations. Sufficiently many and continuous instrumentation records of climate parameters do not exist until the middle of the 19th century. Therefore it is only this time slot that one can retrieve changes by direct data. Information on earlier climate fluctuations and special events (warm-to-cold transitions) is extracted from indirect data from natural archives.

In this thesis, $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ - and $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ - isotope chronologies of the late-glacial with annual resolution are presented as proxy data. These cover a time slot of 810 years and are dated as floating chronologies over a period from 14'037 to 13'228 (BP). The chronologies were developed by single tree analysis which allowed some corrections and a specific methodical adjustment. As an example of such an adjustment, let us mention the additional, preparation related treatment of brownish discolored samples. The previously unknown effects – up to 10‰ more negative values of the isotope ratios – could be corrected by an additional step, namely, by an acid treatment. The problem of low $\delta^{18}\text{O}$ -values, which is possibly caused by iron compounds, might be a peculiarity of Lusatia. However, it forces the conclusion that, whenever possible, fossil samples should not be pooled. If white and colored samples were blended, this artifact would probably not have been noticed. While assembling the chronology, some scatter points of the individual measurement series, caused by the iron compounds, were detected by the ratio of $\delta^{13}\text{C}_{\text{resid}}$ to $\delta^{18}\text{O}_{\text{resid}}$. The hypothesis that the sites can be distinguished by the slope of the linear regression could not be confirmed.

The value of the collected isotope data depends on their representativeness as climate proxies. In the present work, the most important criteria for the validation were applied to the isotope data. It was found that the single dendrochronological isotope data of the late-glacial may be used for the quantitative reconstruction of short-term climate variations and the qualitative description of different phases. For a long-term reconstruction of the climate, one has to resolve the problem of varying ground water levels in Lusatia during the late-glacial, and one has to couple the climate mean values with other proxies, also with those of lower resolution..

The implementation of the quantitative climate reconstruction has been carried out using a self-proposed isotopic climate model. This model is called retro function to delimit it from the common isotopic climate models which consider the effects of the climate on the isotope value in a forward manner. The special feature of the retro function is that it considers the relation between isotope and climate values independently from the channel of the signal transfer, and it does so in a retrospective manner. Another new feature is that it introduces model validation with quality factors into dendroclimatology, a method which is commonly used in other scientific branches. The first step of calibration showed that the signal transfer of climate parameters into isotope values is actually not uniformly.

As a positive result, the response of the isotope parameters to the weather conditions shows the same pattern across all sampling sites. The moisture conditions do not change the pattern, they only intensify or dilute it. From the signal transfer, it became apparent that there is a dependence of $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ of pines from the summer temperatures (June–September) and from the summer precipitation (July–August), as well as an effect of the relative humidity in the period May–September on $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$. Additionally, one can find a relation between $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ and annual precipitation. From this response patterns, the retro function for a

quantitative climate reconstruction has been deduced and validated by quality factors. This yielded the following equations:

$$\Delta T_{Jun-Sep} = S_{TC} \cdot \delta^{13}C_{resid}$$

gives the reconstruction of the temperature variations from $\delta^{13}C_{resid}$, where $S_{TC} = 1,05 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{‰}$; and

$$\Delta h_{Mai-Sep} = S_{hO} \cdot \delta^{18}O_{resid}$$

for the reconstruction of the relative humidity from $\delta^{18}O_{resid}$, where $S_{hO} = -2,99 \text{ } \text{‰}/\text{‰}$.

Due to the choice of the sampling sites in the forests of the central European lowlands, the trans-regional comparison, and the above mentioned validation, it was possible to generalize the retro function under certain assumptions given in Chapters 3.6 and 5.6. There is no restriction on extreme locations. Thus the retro functions distinguishes from other reconstruction methods and is a step toward a better methodology for using dendro-isotopic approaches to reconstruct the climate. The uncertainty of the statistical calibration shows the maximal (or optimal) sensitivity of the retro function ($S_{TC} = 2,0 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{‰}$; $S_{hO} = -3,35 \text{ } \text{‰}/\text{‰}$), where the highest quality corresponds to the value of the linear regression. The calibration of the precipitation data shows that one is forced to apply the proposed validation. The quality of the retro function does not permit to draw a quantitative conclusion although the usual methods (validation by significant correlation coefficients) pretend to do so. A reconstruction of precipitation values is possible only qualitatively. As a result, lower values of $\delta^{13}C_{cell}$ and $\delta^{18}O_{cell}$ indicate higher precipitation values.

The $\delta^{13}C$ -values of living trees from the regions Lusatia and Jena show an extraordinary increasing trend that begins in the middle of the last century. After the end of the GDR in 1990, the trend reverses suddenly and decreases. This trend cannot be explained by the previously known causes. An explanation is given as a physiological response to air pollution, in particular to SO_2 , using the theory of carbon isotope discrimination. It is proposed to extend the known models by a variable secondary fractionation which takes air pollution into account. The magnitude of the secondary fractionation has been estimated as approximately $0,08\text{‰} - 0,21\text{‰}$ per $10 \text{ } \mu\text{g}/\text{m}^3 \text{ } SO_2$. The successful explanation of this effect demonstrates that the data from Lusatia record almost perfectly the impact of air pollution on isotope fractionation processes. This new insights also explain the unusual trends observed by other authors.

In order to study the impact of varying moisture conditions on isotope values, the data of living pines on sites with different site conditions have been compared. The known dependence of $\delta^{13}C_{cell}$ from moisture supply has been confirmed, e.g., more dry conditions lead to more positive $\delta^{13}C_{cell}$ values. The new finding is that the short-term variations are almost not affected. Similarly, the $\delta^{18}O_{cell}$ values scarcely change with varying moisture conditions. On the other hand, these values were clearly affected by changes of $\delta^{18}O_s$ in the soil water. If $\delta^{18}O_s$ varies due to increasing evaporation (for instance, if an open lake emerges due to rising ground water levels), then the pines on the new shore show an increase of $\delta^{18}O_{cell}$. Another important result is the observed inhomogeneity of $\delta^{13}C_{cell}$ on moist sites. Short distance variations of the ecological conditions may cause significant variations of the $\delta^{13}C_{cell}$ levels. Summarizing the observed non-climatic effects on the long-term trend of isotope data at the East-German sampling sites, they are mainly caused by air pollution, atmospheric $\delta^{13}C_{atm}$, juvenile effects, and variations of the moisture supply.

Applying the retro function to the late-glacial chronologies leads to the following conclusions:

- The considered period of the Late-Glacial can be subdivided into four eras.
- The forest formation begins with an improvement of the climate, accompanied by increasing temperatures in the first stage.
- Between the eras, the transitions are dynamic, that is, an increasing and decreasing of the temperature occurs within several decades. From the warmest to the coldest stage, the temperature decreases approximately 1,1 °C annually. In stable periods, the annual variations are slightly less (approximately 0,75 °C).
- In two eras, the relative humidity fluctuates in the long term. Apart from that, it oscillates from year to year around a stable value.
- For the year 13'513 BP (or, equivalently, 1717 LG1), a sudden change is documented. It is caused by local site variations resulting from a more humid period along with an increase in precipitation. On comparing with other proxies, one could characterize this period as 'Older Dryas'. So it did not emanate from decreasing temperatures but from saturation with water.
- The coldest era of the considered late-glacial time frame (circa 13'800–13'620 BP) might correspond to the so-called 'Oldest Dryas' from other stratigraphies.

The presented climate reconstruction, together with the chosen approach to the chronology assembly, the elaborated isotopic climate model, the annual resolution and the adequate documentation, goes far beyond previous studies on late-glacial climate variations. Except for the mentioned restrictions, the dendro-isotopes confirm their strong potential for climate reconstruction. With the 'Reichenwalde Isotope Chronology', there is information available on natural climate variations of more than 800 years in annual resolution. From the detailed information on temperature fluctuations and variations of relative humidity, together with other proxies (e.g., pollen analysis, macro fossils), the landscape and vegetation evolution could be understood and explained in a more nuanced way.

The following comments give further suggestions for a future research. In the interdisciplinary project "Paläowald Reichwalde", there have been analyzed other proxies. It would be desirable to relate all these results, in particular those from the dendro-isotopes with parameters of tree ring width, analysis of pollen, and macro fossils. The conclusions drawn from this might be important for the research on late-glacial climate and vegetation evolution. The expected results may end the current dispute on the classification of the Late-Glacial.

Since, at the moment, the assembled isotope chronologies for the Late-Glacial are unique, it is not completely clear which fractions make up the local and global components of the data. Therefore isotope studies on more late-glacial pine are necessary in order to facilitate a trans-regional comparison and to filter the global signal.

The two retro functions provide a tool for the climate reconstruction. This should be applied other sites and to very old trees. For instance, a climate reconstruction of the last 350 years would be possible on the basis of living pines from the Müritz-Nationalpark. Since the climate variation of the 'Little Ice Age' falls into this period, one could tackle the problem of mean values. With the analyses of more sites, one could narrow the interval of the sensitivity, or else it would become clearer under which conditions it is most appropriate to use a value from this interval.

As explained in Chapter 5.2, the plant physiological relation between isotope values and drought stress is not yet sufficiently clarified. More studies will be necessary which should integrate into the discussion on plant responses to water stress as presented in the special issue of 'Annals of Botany' [89, 2002]. The expected results are a better understanding of plant physiological processes, and also an improvement of the theoretical models of the isotope fractionation. In particular, knowledge about the secondary fractionation may be expanded. Explaining the relation between aridity and isotope signal would allow for a better climatic interpretation of isotope data.

Last but not least, the knowledge about the serious effects of sulfur dioxide on the isotope value should initiate profound studies of other air pollutants, for instance ozone and NO_x. Then trends from previous isotope studies might be seen under a new light.

8 Literaturverzeichnis

- Agrawal M., Deepak S.S. (2003) Physiological and biochemical responses of two cultivars of wheat to elevated levels of CO₂ and SO₂, singly and in combination. *Environmental Pollution* **121**: 189
- Allison G.B., Gat J.R., Leaney F.W.J. (1985) The relationship between deuterium and oxygen-18 delta values in leaf water. *Chemical Geology* **58**:145
- Anderson W.T., Bernasconi S.M., McKenzie J.A., Saurer M., Schweingruber F. (2002) Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century. *Chemical Geology* **182**: 121
- Anderson W.T., Sternberg L.S.L., Pinzon M.C., Gann-Troxler T., Childers D.L., Duever M. (2005) Carbon isotopic composition of cypress trees from South Florida and changing hydrologic conditions. *Dendrochronologia* **23**: 1
- Arneth A., Lloyd J., Šantrůčková H., Bird M., Grigoryev S., Kalaschnikov Y.N., Gleixner G., Schulze E.-D. (2002) Response of central Siberian Scots pine to soil water deficit and long-term trends in atmospheric CO₂ concentration. *Global Biogeochemical Cycles* **16**: 1005
- Barbour M.M., Walcroft A.S., Farquhar G.D. (2002) Seasonal variation in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of cellulose from growth rings of *Pinus radiata*. *Plant, Cell and Environment* **25**: 1483
- Barbour M.M., Roden J.S., Farquhar G.D., Ehleringer J. R. (2004) Expressing leaf water and cellulose oxygen isotope ratios as enrichment above source water reveals evidence of a Péclet effect. *Oecologia* **138**: 426
- Beerling D.J., Woodward F.I. (1995) Stomatal Responses of Variegated Leaves to CO₂ Enrichment. *Annals of Botany* **75**: 507
- Bernacchi C.J., Singsaas E.L., Pimentel C., Portis Jr. A.R., Long S.P. (2001) Improved temperature response functions for models of Rubisco-limited photosynthesis. *Plant, Cell and Environment* **24**: 253
- Biondi F., Waikul K. (2004) DENDROCLIM2002: A C++ program for statistical calibration of climate signals in tree-ring chronologies. *Computers & Geosciences* **30**: 303
- Biscoe P.V., Unsworth M.H., Pinckney H.R. (1973) The effects of low concentrationa of sulphur dioxide on stomatal behavior in *Vicia fabia*. *New Phytology* **72**: 1299
- Björck S., Walker M.J.C., Cwynar L.C., Johnsen S., Knudsen K.-L., Lowe J.J., Wohlfarth B., (1998) An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* **13**: 283
- Black V.J., Unsworth M.H. (1979) The effects of low concentrations of sulphur dioxide on net photosynthesis and dark respiration of *Vicia fabia*. *Journal of Exp. Botany* **30**: 473
- Blasing T.J., Fritts H.C. (1976) Reconstructing past climatic anomalies in the North Pacific and western North America from tree-ring data. *Quaternary Research* **6**: 563
- Boeren I., Stika H.-P., Knipping M., Friedrich M., Küppers M. (2006) Dendro-ecological reconstruction of a Late-Glacial pine forest in Reichwalde, E-Germany. TRACE 2006, Annual Conference of the Association for Tree-Ring Research, 20-22 Apr 2006, Tervuren, Belgium
- Brauer A., Litt T., Negendank J. F. W., Zolitschka B. (2001) Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. *Boreas* **30**: 83
- Brauer A., Endres Ch., Negendank J.F.W. (1999) Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International* **61**: 17
- Braun P. (2000) Die vergleichende Validierung quantitativer Modelle von Pflanzengemeinschaften. Habilitationsschrift, Justus-Liebig-Universität zu Giessen
- Buhay W.M., Edwards T.W.D., Aravena R. (1996) Evaluating kinetic fractionation factors used for ecologic and paleoclimatic reconstructions from oxygen and hydrogen isotope ratiosin plant water and cellulose. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60** (12): 2209

- Caemmerer S. von, Evans J.R. (1991) Determination of the average partial pressure of CO₂ in chloroplasts from leaves of several C3 plants. *Aust. J. Plant Physiol.* **18**: 287
- Craig H. (1953) The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **3**: 53
- Craig H. (1954a) Carbon 13 in plants and the relationships between carbon 13 and carbon 14 variations in nature. *Journal of Geology* **62**: 115
- Craig H. (1954b) Carbon-13 variations in sequoia rings and the atmosphere. *Science* **119**: 141
- Craig H., Gordon L.I. (1965) Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In Tongiorgi S. Editor: Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Spoleto Conference in Nuclear Geology, Pisa: 9
- Dansgaard W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**: 436
- Darling W.G. (2004) Hydrological factors in the interpretation of stable isotopic proxy data present and past: a European perspective. *Quaternary Science Reviews* **23**: 743
- Deleens E., Lerman J.C., Nato A., Moyse A. (1974) Carbon isotope discrimination by carboxylating reactions in C3, C4 and CAM plants. In: M. Avron, Editor: Proc. 3rd Int Conf. Photosynthesis, Elsevier, Amsterdam pp. 1267–1276
- De Klerk W.G. (2004) Vegetation history and Paleoenvironment development of the Endinger Bruch area and the Reinberg Basin (Vorpommern NE Germany) during the late Pleniglacial, Lateglacial and early Holocene (with special emphasis of a widespread stratigraphic confusion). Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
- DeNiro M.J., Epstein S. (1979) Relationship between the oxygen isotope ratios of terrestrial plant cellulose, carbon dioxide, and water. *Science* **204**: 51
- Díaz S.C., Therrell M.D., Stahle D.W., Cleaveland M.K. (2002) Chihuahua (Mexico) winter-spring precipitation reconstructed from tree-rings, 1647–1992 *Climate Research* **22**: 237
- Dongmann G., Nuernberg H.W., Foerstel H., Wagener K. (1974) On the enrichment of H₂¹⁸O in the leaves of transpiring plants. *Radiation and Environmental Biophysics* **11**: 41
- Dyck S., Peschke G. (1995) Grundlagen der Hydrologie. 3. Auflage, Verlag für Bauwesen GmbH, Berlin
- Edwards T.W.D., Fritz P. (1986) Assessing meteoric water composition and relative humidity from ¹⁸O and ²H in wood cellulose: paleoclimatic implications for southern Ontario, Canada. *Applied Geochemistry* **1** (6): 715
- Einig W. (2003) Intermediate des Primärstoffwechsels in Fichtennadeln (*Picea abies* (L.) Karst.) in Abhängigkeit von Tagesgang, Nadelalter, Vegetationsperiode, Schädigungsgrad und dem Einfluß von Ozon und Schwefeldioxid. Dissertation, Universität Tübingen
- Estep M.F., Tabita F.R., Van Baalen C. (1978) Carbon isotope fractionation by ribulose-1,5-biphosphate carboxylase from various organisms. *Plant Physiology* **61**: 680
- Farquhar G.D., O'Leary M.H., Berry J.A., (1982) On the relationship between carbon isotope discrimination and intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Aust. J. Plant Physiol.* **9**: 121
- Farquhar G.D., Ehleringer J.R., Hubick K.T. (1989) Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology* **40**: 530
- Farquhar G.D., Barbour M. M., Henry B.K. (1998) Interpretation of oxygen isotope composition of leaf material. In Stable Isotopes: integration of biological ecological and geochemical processes (ed. h. Griffiths) S.27–62. BIOS Scientific Pub. Ltd.
- February E.C., Stock W.D. (1999) Declining trend in the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric carbon dioxide from tree rings of South African Widdringtonia cedarbergensis. *Quaternary Research* **52**: 229
- Feng X., Epstein S. (1995) Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO₂ concentrations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**: 2599
- Feng X. (1998) Long-term c_i/c_a response of trees in western North America to atmospheric CO₂ concentration derived from carbon isotope chronologies. *Oecologia* **117**: 19
- Feng X. (1999) Trends in intrinsic water-use efficiency of natural trees for the past 100–200 years: a response to atmospheric CO₂ concentrations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**: 1891

- Förstel H., Hutzen H. (1983) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio of water in a local ecosystem as a basis of climate record. In *Paleoclimates and Paleowaters: A Collection of Environmental Isotope Studies*. IAEA, Vienna, pp. 67–81.
- Förstel H., Hützen H. (1984) Oxygen isotope ratios in German groundwater. *Nature* **303**: 614
- Francey R.J., Allison C.E., Etheridge D.M., Trudinger C.M., Enting I.G., Leuenberger M., Langenfelds R.L., Michel E., Steele L.P. (1999) A 1000-year high precision record of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO_2 . *Tellus* **51B**: 170
- Freyer H.D., Belacy N., (1983) $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ records in Northern Hemispheric trees during the past 500 years- anthropogenic impact and climate superpositions. *Journal of Geophysical Research* **88**: 6844
- Friedli H., Löttscher H., Oeschger H., Seigenthaler U., Stauffer B. (1986) Ice core record of the $\delta^{13}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries. *Nature* **324**: 237
- Friedrich M., Remmele S., Kromer B., Hofmann J., Spurk M., Kaiser F.K., Orcel C., Küppers M. (2004) The 12,460-Year Hohenheim Oak and Pine Tree-Ring Chronology from Central Europe - a Unique Annual Record for Radiocarbon Calibration and Paleoenvironment Reconstructions. *Radiocarbon* **46** (3): 1111
- Fritts H.C. (1971) Dendroclimatology and dendroecology. *Quaternary Research* **1**: 419
- Fritts H.C. (1976) *Tree Rings and Climate*. London, New York, San Francisco: Academic Press, 567 S.
- Gagen M., McCarroll D., Edouard J-L. (2006) Combining stable carbon isotopes with growth proxies to enhance the climate signal in tree rings: an example from the Southern French Alps. *Climatic Change* **78**: 363
- Gagen M., McCarroll D., Edouard J-L. (2004) The effect of site conditions on pine tree ring width, density and $\delta^{13}\text{C}$ series in a dry sub-Alpine environment. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* **36** (2): 166
- Gaziz C., Feng X. (2004) A stable isotope study of soil water: Evidence for mixing and preferential flow paths. *Geoderma* **119** (1): 97
- Gillon J.S., Griffiths H. (1997) The influence of (photo) respiration on carbon isotope discrimination in plants. *Plant, Cell and Environment* **20**: 1217
- Gleixner G., Danier H-J., Werner R.A., Schmid H-L. (1993) Correlations between the ^{13}C Content of Primary and Secondary Plant Products in Different Cell Compartments and that in Decomposing Basidiomycetes. *Plant Physiology* **102**: 1287
- Göttlicher S., Knohl K., Wanek W., Buchmann N., Richter A. (2006) Short-term changes in carbon isotope composition of soluble carbohydrates and starch: from canopy leaves to root system. *Rapid Communication in Mass Spectrometry* **20**: 653
- Gray J., S.J. Song. (1984) Climatic implications of the natural variations of D/H ratios in tree ring cellulose. *Earth and Planetary Science Letters* **70**: 129
- Gray J., Thompson P. (1976) Climatic information from $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of cellulose in tree rings. *Nature* **262**: 481
- Griffiths H., Parry, A.J. (2002) Plant responses to water stress. *Annals of Botany* **89**: 801
- Grinsted M.J., Wilson A.T., Ferguson C.W. (1979) $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio variations in *Pinus longaeva* (bristlecone pine) cellulose during the last millennium. *Earth and Planetary Science Letters* **42**: 251
- Hansel N., Schäfer U. (1970) Die Doppelsummenanalyse. *Wasserwirtschaft- Wassertechnik* **20** (5): 145
- Hartz N. (1912) Allerød-Gytje und Allerød-Mull. Bemerkungen über die Moore der Holte-Gegend, der allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1912 gewidmet. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening* **4**: 85
- Haupt M. (2005) mdl. Mitteilung
- Heaton T.H.E. (1999) Spatial, species, and temporal variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of C3 plants: implications for palaeodiet studies *Journal of Archaeological Science* **26**: 637

- Helle G., Schleser G.H., (2004) Beyond CO₂-fixation by Rubisco – an interpretation of ¹³C/¹²C variations in tree rings from novel intra-seasonal studies on broad-leaf trees. *Plant, Cell and Environment* **27**: 367
- Helle G., Schleser G.H., Bräuning A. (2002) Climate history of the Tibetan Plateau for the last 1500 years as inferred from stable carbon isotopes in tree-rings. In: Study of Environmental Change using Isotope Techniques. International Atomic Energy Agency, IAEA-CN-80/80, C&S Papers Series 13: 301
- Helle G. (1996) Hochauflösende intra-annuelle Kohlenstoff-Isotopenuntersuchungen an Baumjahresringen. Dissertation, Westf. Wilhelms-Universität Münster
- Hemmann A., (1993) Umweltrelevanz von $\delta^{13}\text{C}$ – Klimakorrelationen an Jahrringen rezenter Kiefern (*Pinus silvestris* L.). *Berichte des Forschungszentrum Jülich* **2805**, Jülich
- Hemming D.L., Switsur V.R., Waterhouse J.S., Heaton T.H.E., Carter A.H.C. (1998) Climate variation and the stable carbon isotope composition of tree ring cellulose: an intercomparison of *Quercus robur*, *Fagus sylvatica* and *Pinus silvestris*. *Tellus* **50B**: 25
- Hoek W.Z. (2001) Vegetation response to the ~14.7 and ~11.5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate? *Global and Planetary Change* **30**: 103
- Hofmann J. (1997) Der Einfluß des Standortes, des Klimas und anderer Faktoren auf das Jahrringmuster von Kiefernbeständen der Lausitz. *Veröffentlichungen des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte* **31**: 169
- Igamberdiev A.U., Mikkelsen T.N., Ambus P., Bauwe H., Lea P.J., Gardeström P. (2004) Photorespiration contributes to stomatal regulation and carbonisotope fractionation: a study with barley, potato and Arabidopsis plants deficient in glycine decarboxylase. *Photosynthesis Research* **2**: 139
- Indermühle A., Stocker T.F., Joos F., Fischer H., Smith H.J., Wahlen M., Deck B., Mastroianni D., Tschumi J., Blunier T., Meyer R., Stauffer B. (1999) Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature* **398**: 121
- Insinna P.A., Schmitt U., Götz B., Wuehlisch G. v., Seo J.-W., Gutschmidt C. (2007) Vergleichende Untersuchung zur Holzbildungsdynamik von *Pinus sylvestris* L. und *Pinus ponderosa* DOUGL. ex P. et C. LAWS. im Trockenjahr 2003. *Allgem. Forst- Jagdztg.* **178** (2): 50
- IPCC (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 996 S.
- Iversen J. (1954) The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. *Denmarks Geologiske Undersogelser, II Raeke* **10**: 130
- Jedrysek M.O., Krapiec M., Skrzypek G., Kaluzny A. (2003) Air-pollution effect and paleotemperature scale versus delta C-13 records in tree rings and in a peat core (Southern Poland). *Water Air Soil Poll.* **145**: 359
- Jungner H., Sonninen E., (1995) Climatic evidence from stable carbon isotope data of tree rings of Scots pine from northern Finland. In P. Heikinheimo, Eds.: International Conference on Past, Present and Future Climate, (pp. 128-130). Proceedings of the SI,M; Conference, Helsinki, Finland, 22-25. August
- Juschus O. (2001) Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Oberspreewald und Nuthe. Dissertation, Humboldt-Universität Berlin
- Katainen H-S., Makinen E., Jokinen J., Karjalainen R., Kellomaki S. (1987) Effects of SO₂ on the photosynthetic and respiration rates in Scots pine seedlings. *Environment Pollution* **46**: 241
- Keeling C.D. (1958) The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas. *Geochim. Cosmochim. Acta* **13**: 322
- Keeling C.D., Bacastow B., Carter A.F., Piper S.C., Whorf T.P., Heimann M., Mook W.G., Roeloffzen H. (1989) A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 1.

- Analysis of observational data. In Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas (ed. D. H. Peterson), *Geophys. Mono.* **55** 165
- Klein T., Hemming D.L., Lin T., Grünzweig J.M., Maseyk K., Rotenberg E. (2005) Association between tree-ring and needle $\delta^{13}\text{C}$ and leaf gas exchange in *Pinus halepensis* under semi-arid conditions. *Oecologia* **144**: 45
- Knoeller K., Boettger T., Weise S.M., Gehre M. (2005) Carbon isotope analyses of cellulose using two different on-line techniques (elemental analysis and high-temperature pyrolysis) – a comparison. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **19**: 343
- Knohl, A., Werner R.A., Brand W.A., Buchmann N. (2005) Short term variation in $\delta^{13}\text{C}$ of ecosystem respiration reveals link between assimilation and respiration in a deciduous forest. *Oecologia* **142**: 70
- Korol R.L., Kirschbaum M.U.F., Farquhar G.D., Jeffreys M. (1999) Effects of water status and soil fertility on the C-isotope signature in *Pinus radiata*. *Tree Physiology*. **19** (9): 551
- Kremer R.G. (1991) Simulating forest response to air pollution: Integrating physiological responses to sulphur dioxide with climate-dependent growth processes. *Ecological Modelling* **54**: 111
- Kromer B., Friedrich M., Hughen K.A., Kaiser F., Remele S., Schaub M., Talamo S. (2004) Late Glacial ^{14}C ages from floating, 1382-Ring Pine Chronology. *Radiocarbon* **46** (3): 1203
- LFG - Landesamt für Großschutzgebiete / Nationalparkamt Müritz (2003): Müritz-Nationalparkplan. Herausgegeben vom Landesamt für Großschutzgebiete und dem Nationalparkamt Müritz, Offset Druck GmbH Rostock
- Li H-Z., Leavitt S.W., Mora C.I., Liu R-M. (2005) Influence of earlywood-latewood size and isotope differences on long-term tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ trends. *Chemical Geology* **216**: 191
- Lipfert K., (2007) Dendroökologische Untersuchungen zur Klimaabhängigkeit des Wachstums von Waldkiefern (*Pinus sylvestris* L.) auf mecklenburgischen Trockenstandorten im Raum der Neustrelitzer Kleinseenplatte und deren Modifikation auf Feuchtstandorten am Beispiel des Serrahnsees und Schweingartensees. Diplomarbeit, Martin-Luther Universität Halle-Wittenberg
- Leavitt S.W., Long A. (1998) Stable carbon isotope chronologies from trees in the southwestern United States. *Global Biogeochem. Cycles* **2**: 189
- Lin G., Sternberg L.S.L. (1993) Hydrogen isotopic fractionation by plant roots during water uptake in coastal wetland plants. In Ehleringer et al. Editor: Stable Isotopes and Plant Carbon/Water Relations Academic Press, S.497–510
- Lipp J., Trimborn P., Moser H., Becker B., Frenzel B. (1991) Stable isotopes in tree ring cellulose and climate change. *Tellus* **43B**: 322
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Balaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J.F.W. (2001) Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* **20**: 1233
- Litt T., Schmincke H-U., Kromer B. (2003) Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Reviews* **22**: 7
- Liu W., Feng X., Liu Y., Zhang Q., An Z. (2004) $\delta^{18}\text{O}$ values of tree rings as a proxy of monsoon precipitation in arid Northwest China. *Chemical Geology* **206**: 73
- Loader N.J., Robertson I., McCarroll D. (2003) Comparison of stable carbon isotope ratios in the whole wood, cellulose and lignin of oak tree-rings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **196**: 395
- Lohmann G. (2008) Linking data and models. *Pages News* **16** (2): 4
- Longinelli A., Selmo E. (2006) CO_2 concentration and $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) values in monthly sets of air samples from downtown Parma and the Parma and Taro river valleys, Emilia-Romagna, Italy. *Isotopes in Environmental and Health Studies* **42** (3): 215

- LUA - Landesumweltamt Brandenburg (1995) Luftqualität 1975 bis 1990 – Ein Rückblick für das Gebiet des heutigen Landes Brandenburg. Schmergow, Potsdam
- LUA - Landesumweltamt Brandenburg (2002) Luftqualität 1991 bis 2000 – Ein Überblick für das Land Brandenburg. Greschow, Welzow
- Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K. (1999) Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inference, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters* **26**: 759
- Majoube M. (1971) Fractionnement en oxygene 18 et en deuterium \bar{Z} . entre l'eau et sa vapeur. *Journal Chimie Physique* **68** (7–8): 1423
- Marshall J.D., Jones R.T., Crowley S.F., Oldfield T., Nash S., Bedford A. (2002) F.A high resolution Late-Glacial isotopic record from Hawes Water, Northwest England Climatic oscillations: calibration and comparison of palaeotemperature proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **185**: 25-40
- Masson-Delmotte V., Raffalli-Delerce G., Danis P.A., Yiou P., Stievenard G.F., Mestre O., Bernard V., Goosse H., Hoffmann G., Jouzel J. (2005) Changes in European precipitation seasonality and in drought frequencies revealed by a four-century-long tree-ring isotopic record from Brittany, western France. *Climate Dynamic* DOI 10.1007/s00382-004-0458-1.
- Mäusbacher R., Schneider H., Igl M. (2001) Influence of Late Glacial Climate Changes on Sediment Transport in the River Werra (Thuringia, Germany). *Quaternary International* **79**: 101
- McDowell N., Brooks J.R., Fitzgeralds S.A., Bond B.J. (2003) Carbon isotope discrimination and growth response of old *Pinus ponderosa* trees to stand density reductions. *Plant, Cell and Environment* **26**: 631
- McIntyre S., McKittrick R. (2005) Hockey sticks, principal components, and spurious significance. *Geophysical Research Letters* **32**: L03710, doi: 10.1029/2004GL021750
- Medrano H., Escalona J.M., Bota J., Gulias J., Flexas J. (2002) Regulation of Photosynthesis of C3 Plants in Response to Progressive Drought: Stomatal Conductance as a Reference Parameter. *Annals of Botany* **89**: 895
- Meng F.R., Arp P.A. (1994) Modelling photosynthetic responses of a spruce canopy to SO₂ exposure. *Forest Ecology and Management* **67**: 69
- Menke B. (1968) Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. *Eiszeitalter und Gegenwart* **19**: 73
- Monserud R.A., Marshall J.D. (2001) Time-series analysis of $\delta^{13}\text{C}$ from tree rings. I. Time trends and autocorrelation. *Tree Physiology* **21**: 1087
- Müller-Westermeier G. (2001) Klimatrends in Deutschland. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 179
- Nash J., Sutcliffe J. (1970) River flow forecasting through conceptual models. – Part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology* **10**: 282
- NAEI (2005) UK National Atmospheric Emissions Inventory. <http://www.naei.org.uk/pollutantdetail.php> Cited 15 Sep 2005
- Nier A.O. (1940) A mass spectrometer for routine isotope abundance measurements. *Rev. Sci. Instruments* **11**: 212
- O'Leary M.H. (1981) Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry* **20**(4): 553
- O'Leary M.H. (1988) Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience* **38**(5): 328
- Paoletti E., Grulke N.E. (2005) Does living in elevated CO₂ ameliorate tree response to ozone? A review on stomatal responses. *Environmental Pollution* **137**: 483
- Park W.K., Epstein S. (1960) Carbon isotope fractionation during photosynthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **21**: 110
- Pawelczyk S., Pazdur A., Halas S. (2004) Stable carbon isotopic composition of tree rings from a pine tree from Augustow wilderness, Poland, as a temperature and local environment conditions indicator. *Isotopes in Environment and Health Studies* **40**: 145

- Peyron O., Bégeot C., Brewer S., Heiri O., Magny M., Millet L., Ruffaldi P., Van Campo E., Yu G. (2005) Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research* **64**: 197
- Pieruschka R. (2005) Effect of internal leaf structures on gas exchange of leaves. Dissertation, Universität Düsseldorf
- Pokorny P. (2002) A high-resolution record of Late-Glacial and Early-Holocene climatic and environmental change in the Czech Republic. *Quaternary International* **91**: 101
- Polley H.W., Johnson H.B., Marino B.D., Mayeux H.S. (1993) Increase in C3 plant water use efficiency and biomass over Glacial to present CO₂ concentrations. *Nature* **361**: 61
- Porte A., Loustau D. (2001) Seasonal and interannual variations in carbon isotope discrimination in a maritime pine (*Pinus pinaster*) stand assessed from the isotopic composition of cellulose in annual rings. *Tree Physiology* **21**: 861
- Rafaelli-Delerce G., Masson-Delmotte V., Dupouey J.L., Stievenard M.M., Breda N., Moisselin J.M. (2004) Reconstruction of summer droughts using tree-ring cellulose isotopes: a calibration study with living oaks from Brittany (western France). *Tellus* **56B**: 160
- Ranieri A., Pieruccetti F., Panicucci A., Castagna A., Lorenzini G., Soldatini G.F. (1999) SO₂-induced decrease in photosynthetic activity in two barley cultivars. Evidence against specific damage at the protein-pigment complex level. *Plant Physiol. Biochem.* **37**: 919
- Rapp J. (2000) Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Dissertation, Universität Frankfurt/Main
- Rapp J. (2001) Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **175**
- Rasch D. (1984) Einführung in die mathematische Statistik. Deutscher Verlag der Wissenschaften 1. Auflage, Berlin
- Renssen H., Isarin R.F.B. (2001) The two major warming phases of the last deglaciation at ~14.7 and ~11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change* **30**: 117
- Riemer T. (1994) Über die Varianz von Jahrringbreiten. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme* **121**
- Robertson I., Waterhouse J.S., Barker A.C., Carter A.H.C., Switsur V.R. (2001) Reconstructing oxygen isotope ratios of precipitation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **191**: 21
- Robertson I., Loader N.J., McCarroll D., Carter A.H.C., Cheng L., Leavitt S.W. (2004) $\delta^{13}\text{C}$ of tree-ring lignin as an indirect measure of climate change. *Water, Air, and Soil Pollution* **4**: 531
- Roden J.S., Lin G., Ehleringer J.R. (2000) A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**(1): 21
- Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. (1992) Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of Precipitation and Climate. *Science* **258**: 981
- Sachs L. (1997) Angewandte Statistik. Springer-Verlag 8. Auflage, Berlin Heidelberg
- Saurer M., Siegenthaler U., Schweingruber F., (1995) The climate-carbon isotope relationship in tree rings and the significance of site conditions. *Tellus* **47B**: 320
- Saurer M., Aellen K., Siegwolf R., (1997) Correlating $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in cellulose of trees. *Plant, Cell and Environment* **20**: 1543
- Saurer M., Robertson I., Siegwolf R., Leuenberger M. (1998) Oxygen isotope analysis of cellulose: an interlaboratory comparison. *Analytical Chemistry* **70**(10): 2074
- Saurer M. (2003) The influence of climate on the oxygen isotopes in tree rings. *Isotopes in Environment and Health Studies* **39**: 105
- Savard M.M., Begin C., Parent M., Smirnoff A., Marion J. (2004) Effects of smelter sulfur dioxide emissions: A spatiotemporal perspective using carbon isotopes in tree rings. *J. Environm. Qual.* **33** : 13

- Scheidegger Y., Saurer M., Bahn M., Siegwolf R. (2000) Linking stable oxygen and carbon isotopes with stomatal conductance and photosynthetic capacity: a conceptual model. *Oecologia* **125**: 350
- Schleser G.H., Helle G., Lücke A., Vos H. (1999) Isotope signal as climate proxies: the role of transfer functions in the study of terrestrial archives. *Quaternary Science Reviews* **18**: 927
- Schneider von Deimling T., Held, H., Ganopolski A., Rahmstorf S. (2008) Are paleo-proxy data helpful for constraining future climate change? *Pages News* **16** (2): 20
- Schönwiese C-D. (1992) Praktische Statistik. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart 231 Seiten.
- Shu Y., Feng X., Gazis C., Anderson D., Faila A.M., Tang K., Ettl G.Y.J. (2005) Relative humidity recorded in tree rings: A study along a precipitation gradient in the Olympic Mountains, Washington, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **69**(4): 791
- Smith H.J., Fischer H., Mastroianni D., Deck B., Wahlen M. (1999) Dual modes of the carbon cycle since the Last Glacial Maximum. *Nature* **400**: 248
- Sternberg L.S.L. (1989) Oxygen and hydrogen isotope ratios in plant cellulose: mechanisms and applications. In: Rundel, P.W., Ž. Ehleringer, J.R., Nagy, K.A. Eds., Stable Isotopes in Ecological Research. Springer Verlag, New York, S.124–141
- Taiz L., Zeiger E. (2000) Physiologie der Pflanzen, Spektrum Akad. Verlag, Heidelberg, Berlin
- Tans P.P., Mook W.G. (1980) Past atmospheric CO₂ levels and ¹³C/¹²C ratios in tree rings. *Tellus* **32**: 268
- Taylor T.C., Andersson I. (1997) The structure of the complex between rubisco and its natural substrate ribulose 1,5-bisphosphate. *J. Mol. Biol.* **265**: 432
- Teng P.S. (1981) Validation of computer models of plant disease epidemics: a review of philosophy and methodology. *Zeitschrift für Pflanzenkrankheiten und Pflanzenschutz* **88**: 49
- Thompson W.A., Wheeler A.M. (1992) Photosynthesis by mature needles of field-grown *Pinus radiata*. *Forest Ecol Management* **52**: 225
- Treydte K. (2003) Dendro-Isotope und Jahrringbreiten als Klimaproxis der letzten 1200 Jahre im Karakorumgebirge / Pakistan. *Schriften des Forschungszentrum Jülich* **38**
- Treydte K., Schleser G.H., Schweingruber F.H., Winiger M., (2001) The Climatic Significance of $\delta^{13}\text{C}$ in Subalpine Spruces (Lötschental/Swiss Alps). *Tellus* **53B**: 593
- Ullrich O. (2000) Die Eisenerzvorkommen der Oberlausitz. *Arbeits- und Forschungsberichte zur sächsische Bodendenkmalpflege* **42**: 85
- Urey H.C. (1947) The thermodynamics properties of isotopic substances. *Journal of the Chemistry Society of London* **1**: 562
- Van der Hammen T., Wijmstra T.A., Zagwijn W. (1971) The floral record of the Late Cenozoic of Europe. Turekian, K.K. (ed) The Late Cenozoic Glacial Ages. Yales University Press, New Haven & London
- Van der Kroft P., Renno A., Ullrich O. (2002) Spätglaziale und holozäne Fluß-, Seen- und Niedermoorentwicklung im Oberlausitzer Heide- und Teichgebiet (Sachsen). *Greifswalder Geographische Arbeiten* **26**: 67
- Van de Water P. (2002) The effect of chemical processing on the $\delta^{13}\text{C}$ value of plant tissue. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**(7): 1211
- Vietinghoff-Riesch A.F. (1961) Der Oberlausitzer Wald. Verlag M. & H. Schaper, Hannover
- Vogel J.C. (1980) Fractionation of the Carbon Isotopes during Photosynthesis. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York
- Vollbrecht J. (2005) Spätpaläolithische Siedlungsspuren aus Reichwalde. *Veröffentlichungen des Landesamtes für Archäologie mit Landesmuseum für Vorgeschichte* **46**
- Wagner R., Wagner E. (2006) Influence of air pollution and site conditions on trends of carbon and oxygen isotope ratios in tree ring cellulose. *Isotopes in Environment and Health Studies* **42**: 351
- Wagner R., Insinna P.A., Götz B., Junge S., Boettger T (2007) ¹³C discriminations of *Pinus sylvestris* vs. *Pinus ponderosa* at a dry site in Brandenburg (eastern Germany): 100-year growth comparison. *Isotopes in Environment and Health Studies* **43**(2): 117

- Wagner R. (2002) Zur Strategie von Laubgehölzen in der Sukzession an den Muschelkalkhängen um Jena am Beispiel der Esche. Diplomarbeit, Friedrich-Schiller Universität Jena
- Walcroft A.S., Silvester W.B., Whitehead D., Kelliher F.M. (1997) Seasonal changes in stable carbon isotope ratios within annual rings of *Pinus radiata* reflect environmental regulation of growth processes. *Aust. J. Plant Physiol.* **24**: 57
- Wang X-F., Yakir D., Avishai M. (1998) Non-climatic variations in the oxygen isotopic compositions of plants. *Global Change Biol* **4**: 835
- Warren C.R., McGrath J.F., Adams M.A. (2001) Water availability and carbon isotope discrimination in conifers. *Oecologia* **127**: 476
- Waterhouse J.S., Switsur V.R., Barker A.C., Carter A.H.C., Hemming D.L., Loader N.J., Robertson I. (2004) Northern European trees show a progressive diminishing response to increasing atmospheric carbon dioxide concentrations. *Quaternary Science Reviews* **23**: 771
- Waterhouse J.S., Switsur V.R., Barker A.C., Carter A.H.C., Robertson I. (2002) Oxygen and hydrogen isotope ratios in tree rings: how well do models predict observed values? *Earth and Planetary Science Letters* **201**: 421
- Wennrich V. (2005) Die spätweichselglaziale und holozäne Klima- und Umweltgeschichte des Mansfelder Landes/Sachsen-Anhalt, abgeleitet aus Seesedimenten des ehemaligen Salzigen Sees. Dissertation, Universität Leipzig
- White J., Cook E.R., Lawrence J.R., Broecker W.S. (1985) The D/H ratios of sap in trees: implications for water sources and tree ring DrH ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**: 237
- Wickman F.E. (1952) Variation in the relative abundance of carbon isotopes in plants. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **2**: 243
- Wilson A.T., Grinstead M.J. (1975) Palaeotemperatures from tree rings and the D/H ratio of cellulose as a biochemical thermometer. *Nature* **257**: 387
- Wilson A.T. (1978) Reply to Wigley, T.M. L., Gray, B.M. and Kelly, P.M. 1978. Climatic interpretation of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in tree rings. *Nature* **271**: 93.
- Woithe F. (2003) Untersuchungen zur postglazialen Landschaftsentwicklung in der Niederlausitz. Dissertation, Universität Kiel
- Wong W.W., Benedict C.R., Kohel R.J. (1979) Enzymatic fractionation of the stable carbon isotopes of carbon dioxide by ribulose-1,5-biphosphate carboxylase. *Plant Physiology* **63**: 852
- Woodward F.I. (2002) Potential impacts of global elevated CO_2 concentrations on plants. *Current Opinion in Plant Biology* **5**(3): 207
- Yakir D., DeNiro M.J. (1990) Oxygen and hydrogen isotopic fractionation during cellulose metabolism in *Lemna gibba* L. *Plant Physiology* **93**: 325
- Yakir D. (1998) Oxygen-18 of leaf water: a crossroad for plant-associated isotopic signals, in: H. Griffiths (Ed.), *Stable Isotopes: Integration of Biological, Ecological and Geochemical Processes*, BIOS Scientific Publishers, Oxford, 1998, S.1988
- Yamori W., Suzuki K., Noguchi K., Nakai M., Teraschima I. (2006) Effects of Rubisco kinetics and Rubisco activation state on the temperature dependence of the photosynthetic rate in spinach leaves from contrasting growth temperatures. *Plant, Cell and Environment* **29**: 1659

9 Anhang

Station	Auflösung	Temperatur	Niederschlag	Rel. Feuchte
Jena	täglich	1824 - 2003	1935 - 2003	
	monatlich		1900 - 2003	1900 - 2003
Potsdam	täglich	1893 - 2004		
	monatlich		1893 - 2004	1893 - 2004
Cottbus	monatlich	1901 - 1950	1889 - 1950	1951 - 2003
	täglich	1951 - 2003	1951 - 2003	
Hähnichen	täglich		1951 - 2003	
Rietschen	täglich		1969 - 2000	
Bad Muskau	täglich	1995 - 2003	1995 - 2003	1995 - 2003
Görlitz	täglich	1947 - 1999	1951 - 1999	1947 - 1999
Erfurt	monatlich	1951 - 2003	1951 - 2003	1951 - 2003
Fürstenberg	monatlich		1901 - 2004	
Neuruppin	täglich	1961 - 2004	1961 - 2004	1961 - 2004
Waren	monatlich	1947 - 2004	1951 - 2004	1947 - 2004
Neustrelitz	monatlich	1947 - 1976	1947 - 1976	1947 - 1976
Berlin-Dahlem	monatlich	1876 - 2004	1876 - 2004	1908 - 2004

Tabelle A-1: Die in dieser Arbeit verwendeten Klimadaten. Die Werte der fett gedruckten Stationen wurden für die Korrelationsanalysen verwendet. Daten der anderen Stationen dienen der Überprüfung der Übertragbarkeit auf die Untersuchungsgebiete. Sofern Monats- bzw. Jahresdaten analysiert worden sind, gehen sie aus den täglichen Daten durch Mittelung (Temperatur) bzw. Summierung (Niederschlag) hervor.

Material	Korrelation mit	Koeffizient $\delta^{13}\text{C}$	Autor
<i>Pinus sylvestris</i>			
Cellulose Spätholz	Mitteltemperatur Juli – August	0,33–0,51 ‰/°C	Pawelczyk et al. (2004)
Cellulose Jahring	Temperatur der Vegetationsperiode April – September	0,35 ‰/°C	Hemmann (1993)
Cellulose Jahring	Mitteltemperatur Juli	0,1 ‰/°C	Junger & Sonninen (1995)
Cellulose 10-Jahresblöcke Jahring	Mitteltemperatur Oktober – Dezember Juli – Dezember	0,18 ‰/°C 0,29 ‰/°C	Freyer & Belacey (1983)
Cellulose Spätholz	rel. Feuchte Juli – August	0,065 ‰/‰	Waterhouse et al. (2004)
Cellulose Jahring	Mitteltemperatur Juni – September	0,40 ‰/°C	diese Arbeit (nach Gleichung 22)
<i>Picea abies</i>			
Cellulose Spätholz	Mitteltemperatur Juli	0,12 ‰/°C	Schleser et al. (1999)
Cellulose Jahring	Temperatur Jahresmittel	0,10 ‰/°C	Schleser et al. (1999)
Cellulose Spätholz	Mitteltemperatur Juli – August	$\approx 0,37$ ‰/°C	Treydte et al. (2001)
Cellulosenitrat Spätholz	Mitteltemperatur August	0,48 ‰/°C	Lipp et al. (1991)
<i>Quercus robur</i>			
Cellulose Jahring	Temperatur Jahresmittel	0,27 ‰/°C	Tans & Mook (1980)
Cellulose Spätholz	Mitteltemperatur Juli rel. Feuchte Juli - August	0,04 ‰/°C -0,13 ‰/‰	Rafaelle-Delerce et al. (2004)
Cellulose Spätholz	rel. Feuchte Juli – August	0,074 ‰/‰	Waterhouse et al. (2004)

Tabelle A-2: Transferkoeffizienten für die Klima- $\delta^{13}\text{C}$ -Beziehung aus publizierten Arbeiten, ermittelt unter den verschiedensten Bedingungen.

Material	Korrelation mit	Koeffizient $\delta^{18}\text{O}$	Autor
<i>Pinus sylvestris</i> Holz Jahrring	Temperatur Jahresmittel	0,31 ‰/°C	Saurer (2003)
Cellulose Jahrring	rel. Feuchte Mai – September	-0,174 ‰/‰	diese Arbeit (nach Gleichung 22)
Koniferen Cellulose Jahrring	rel. Feuchte Vegetationsperiode	0,094 ‰/‰	Shu et al. (2004)
<i>Quercus robur</i> Cellulose Spätholz	Mitteltemperatur Juni – August rel. Feuchte Juli – August	0,23 ... 0,41 ‰/°C -0,08 ... -0,12 ‰/‰	Rafaëlle-Delerce et al. (2004)
Cellulose Jahrring	Temperatur Jahresmittel	0,10 ‰/°C	Schleser et al. (1999)

Tabelle A-3: Transferkoeffizienten für die Klima- $\delta^{18}\text{O}$ -Beziehung aus publizierten Arbeiten, ermittelt unter den verschiedensten Bedingungen.

Liste wissenschaftlicher Publikationen und Tagungsbeiträge

- Wagner R.**, Insinna P.A., Götz B., Junge S., Boettger T (2007) ^{13}C discriminations of *Pinus sylvestris* vs. *Pinus ponderosa* at a dry site in Brandenburg (eastern Germany): 100-year growth comparison. *Isotopes in Environment and Health Studies* **43**(2): 117
- Wagner R.**, Wagner E. (2006) Influence of air pollution and site conditions on trends of carbon and oxygen isotope ratios in tree ring cellulose. *Isotopes in Environment and Health Studies* **42**: 351
- Sensula B., Boettger T., Pazdur A., Piotrowska N., **Wagner R.** (2006) Carbon and oxygen isotope composition of organic matter and carbonates in recent lacustrine sediments. *Geochronometria* **25**: 77
- Wagner R.** (2005) Carbon isotope discrimination affected by atmospheric pollutants. ESIR VIII, Leipzig 25.–30.06.2005, Isotope Workshop Extended Abstract, UFZ Report **02**: 96
- Wagner R.**, Boettger T., Boeren I., Friedrich M. (2004) Stable isotope ratios in tree rings of living Scot pine near Reichwalde opencast mine in Lusatia (East germany). Proceeding of the TRACE 3: *Schriften des Forschungszentrums Jülich* **53**(3): 124
- Relke H., Sperl M., Hron J., Käußl H.U., Linz H., Reimann H-G., **Wagner R.** (2000) Advanced instrument control and data reduction software for TIMMI2: the new midinfrared camera for the ESO 3.6-m telescope. *Proceedings of SPIE* **4008**(2): 1132
- Reimann H-G., Linz H., **Wagner R.**, Relke H., Käußl H.U., Dietzsch E., Sperl M., Hron J. (2000) TIMMI2, a new multimode mid-infrared instrument for the ESO 3.6m telescope. *Proceedings of SPIE* **4009**: 440
- Käußl H.U., Ageorges N., Dietzsch E., Hron J. Relke H., Scholz D., Silber A., Sperl M., Sterzik M., **Wagner R.**, Weilenmann U. (2000) First Astronomical Light with TIMMI2, ESO's 2nd-Generation Thermal Infrared Multimode Instrument at the La Silla 3.6-m Telescope. *ESO Messenger* **102**: 4

Vorträge

- Stable isotope ratios in tree rings of living Scot pine near Reichwalde opencast mine in Lusatia (East germany) Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology 3, April 22nd - 24th 2004, Bir-mensdorf
- Carbon isotope discrimination affected by atmospheric pollutants ESIR - European Society for Isotope Research - VIII Isotope Workshop, June 25th – 30th, 2005 Leipzig

Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe. Wörtliches oder indirekt übernommenes Gedankengut wurde nach bestem Wissen als solches gekennzeichnet. Alle benutzten Hilfsmittel, persönlichen Mitteilungen und Quellen wurden in der Arbeit angegeben. Die Hilfe eines Promotionsberaters wurde von mir nicht in Anspruch genommen und Dritte haben weder unmittelbar noch mittelbar geldwerte Leistungen für Arbeiten erhalten, die im Zusammenhang mit dem Inhalt der vorgelegten Dissertation stehen.

Die Promotionsordnung der Biologisch-Pharmazeutischen Fakultät der Friedrich-Schiller-Universität Jena ist mir bekannt. Die Dissertation wurde noch nicht als Prüfungsarbeit für eine staatliche oder andere wissenschaftliche Prüfung eingereicht. Außerdem wurde die gleiche, eine in wesentlichen Teilen ähnliche oder eine andere Abhandlung auch nicht bei einer anderen Hochschule als Dissertation eingereicht.

Erfurt, den 06.10.2009

Danksagung

Mein ersten Dank gilt PD Dr. Gottfried Jetschke (Institut der Ökologie, FSU Jena), der es ermöglichte, dass diese Arbeit jemals fertig gestellt wurde. Besonders die Offenheit für mein Anliegen sowie seine Anregungen und Verbesserungen führten zur vorliegenden Endfassung.

Ich danke Prof. Eberhard Schaller (Lehrstuhl Umweltmeteorologie, BTU Cottbus) für den zeitlich ersten Teil der Betreuung. Seine kritischen Kommentare und Anmerkungen verbesserten den ersten Rohentwurf wesentlich.

Die Messdaten wurden während meiner Zeit am Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle (UFZ) aufgenommen. Dem UFZ bin ich für die Bereitstellung der materiellen-technischen und finanziellen Basis zum Dank verpflichtet. Insbesondere bei den Wissenschaftlern und Technikern des Departments Isotopenhydrologie möchte ich mich für die geleistete Unterstützung bedanken.

Ohne die besondere Motivation, moralische Unterstützung und wissenschaftliche Zusammenarbeit (siehe gemeinsame Publikation) durch meinen Bruder Elmar wäre ich auf dem Weg der Promotion versandet.

All denen, die ihren Namen in dieser Danksagung erwartet aber nicht gefunden haben, gilt dieser spezielle Dank. Nach den vielen vergangenen Jahren mochte ich keine namentlich Liste anführen, denn ich hätte leider so manchem Helfer, Kollege oder Freund vergessen Dankeschön zu sagen und ich möchte niemanden verletzen.

Einen letzten Dank gilt Ry Cooder & V.M.Bhatt für ihre CD „A Meeting by the River“, die während der Schreibphase in einer Endlosschleife lief.

Diese Arbeit ist den Lesern in der verlorengegangenen Bibliothek der Stadt der Bücher gewidmet.